N°: d'Enregistrement
au C.N.R.S.
AO 9276

THESE

présentée à

l'Université de Paris VI

pour obtenir

Le Grade de Docteur ès Sciences Physiques

par

Denise CRUETTE — FOISSAC

SUJET DE LA THESE

Etude expérimentale des perturbations de relief à l'aide de photographies de satellites et de mesures en avion

TOME 1

Soutenue le 25 juin 1973 devant la commission d'examen

M P. QUENEY . . . . . Président
MM R. COMOLET . . . . . }
A. VILLEVIEILLE . . . . . } Examinateurs
P. de FELICE . . . . . }

PARIS 1973

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Je voudrais exprimer, ici, mes remerciements aux personnes qui m'ont permis de faire cette étude :

En premier lieu, à Monsieur P. QUENEY, Professeur à l'Université de PARIS VI, Directeur du Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, qui m'a suggéré un thème de recherches me permettant de continuer, sous sa direction, dans une voie que j'avais déjà abordée avec beaucoup d'intérêt à l'occasion de mon Diplôme d'Etudes Supérieures.

A Monsieur A. VILLEVIEILLE, Ingénieur en Chef de la Météorologie Nationale, Chef du Service d'Etudes Météorologiques Spatiales, qui m'a accueillie pendant quatre ans dans son Service où j'ai pu disposer de toute la documentation nécessaire à mon travail et bénéficier d'une aide matérielle et financière importante pour la mise au point des techniques de mesures.

A Monsieur R. COMOLET, Professeur de Mécanique des Fluides à l'Université de PARIS VI, pour avoir bien voulu accepter de faire partie de ce jury.

A Monsieur P. de FELICE, Maître-Assistant à l'Université de PARIS VI et à Monsieur L. PONTIER, Ingénieur au Laboratoire de Météorologie Dynamique, pour les conseils dont il m'ont fait bénéficier et l'aide qu'il m'ont apportée dans de nombreuses phases de mes recherches.

Au Service de la Formation Aéronautique (SFA) grâce auquel j'ai pu disposer d'avions, de planeurs et de pilotes, et plus particulièrement :

A Monsieur J. POIRIER, actuellement Inspecteur Général à la Compagnie Air-Inter, pour l'intérêt qu'il a bien voulu accorder à mes recherches et les moyens aéronautiques qu'il a mis à ma disposition alors qu'il était Directeur du SFA.

Je le remercie, en outre, de m'avoir autorisée à participer, en Janvier 1962, à la dernière campagne d'Etudes menée à St Auban sur Durance, par les deux grands spécialistes français des études expérimentales sur les ondes de relief:

Messieurs M. BERENGER et N. GERBIER, tous deux ingénieurs à la Météorologie Nationale. Leurs nombreux conseils sur la façon de conduire l'expérimentation et leurs leçons d'Aérologie m'ont été extrêmement utiles, d'abord pour mon travail de Diplôme, puis pour cette thèse. Je leur suis très reconnaissante de m'avoir encouragée dans ce type de recherches.

A Monsieur G. de LASAGEAS qui malgré la lourde charge que lui procurait la Direction du Centre National de Vol à Voile de la Montagne Noire, s'est toujours intéressé à mes travaux et m'a fait bénéficier, en outre des moyens aéronautiques du Centre, de sa science des choses de l'air.

A Monsieur R. VAILLANT, Ingénieur de la Météorologie Nationale détaché auprès du SFA, pour avoir accepté d'assurer, pendant les deux campagnes d'études préliminaires, la difficile tâche qui consiste à prévoir le temps du lendemain.

Au Centre National de Vol à Voile de St Auban sur Durance, aux Pilotes des Compagnies Air-France et Air-Inter ainsi qu'aux clubs de Vol à Voile Espagnols et Français qui ont obligeamment répondu à mon "enquête" sur les nuages à structure ondulatoire.

Aux deux Aéroclubs-supports des expériences préliminaires : ceux de St Girons et de la Llagonne qui ont accepté d'accueillir,pendant un mois,dans leurs installations, le personnel et le matériel que nécessitaient les mesures.

Au Centre d'Essais en Vol à Brétigny sur Orge, pour le prêt, l'équipement et l'étalonnage des appareils enregistreurs et pour l'assistance technique qu'il m'a accordée.

Au Service Parisien de Prévision de la Météorologie Nationale qui m'a communiqué à toute heure les informations qui m'étaient nécessaires.

Au Centre d'Etudes Météorologiques Spatiales de Lannion pour son active coopération aux campagnes préliminaires, puis aux expériences sur les nuages à structure ondulatoire.

A l'ensemble du personnel du Centre National de Vol à Voile de la Montagne Noire et à Monsieur Cl. DECHAMBENOY (Laboratoire de Météorologie Dynamique) qui, grâce à leur travail ont rendu possible la réalisation pratique des vols de mesures.

Aux membres de l'Aéroclub de Pézenas et plus particulièrement à Monsieur J. Cl. BISCONTE, Maître-Assistant à l'Université de Montpellier, pour l'excellent travail de prospection et de mesures qui a été réalisé.

A Mademoiselle Françoise TEISSEDRE qui m'a aidée dans la recherche des documents et le dépouillement des vols de mesures.

Je voudrais enfin remercier toutes les personnes qui ont permis la réalisation matérielle de ces deux volumes :

Les dessinatrices : Madame C. VENET pour la première partie, Mademoiselle Y. BONNET pour la seconde.

Photographes et Imprimeurs du Groupe des Laboratoires du CNRS de Bellevue, et tout particulièrement, Mademoiselle M.T. DELFARGUIEL qui a assuré, sans jamais se départir de son sourire, la dactylographie du texte.

PLAN DETAILLE

PREMIERE PARTIE

ETUDE DES SYSTEMES NUAGEUX A STRUCTURE ONDULATOIRE VISIBLES SUR L'EUROPE OCCIDENTALE ET L'AFRIQUE DU NORD, A L'AIDE DES PHOTOGRAPHIES DE SATELLITES ET DE DOCUMENTS METEOROLOGIQUES ET AERONAUTIQUES

pp

Chap.I Les documents utilisés

I.1. Les photographies de satellites 9

I.1.1. principales caractéristiques des satellites ESSA et NIMBUS 11

I.1.2. caractéristiques des photographies 14

I.1.3. restitution géographique des images - précision 30

I.1.4. évaluation d'une distance à partir de points pris sur une photographie de satellites. Mesure de la longueur d'onde au sein d'un système nuageux à structure ondulatoire 59

I.2. Les documents météorologiques 70

I.3. Les rapports de pilotes 71

Chap.II Etude des nuages à structure ondulatoire (période du 3 mars 1966 au 31 décembre 1968)

II.1. Recherches préliminaires 73

II.2. Les nuages à structure ondulatoire en Europe Occidentale et en Afrique du Nord

II.2.1. nombre de cas observés entre le 3 mars 1966 et le 31 décembre 1968 77

II.2.2. allure et répartition géographique des nuages 78

II.2.3. répartition mensuelle des journées présentant des cas de nuages à structure ondulatoire - variation saisonnière du phénomène 83

II.2.4. espacement des bandes nuageuses (longueurs d'ondes) 85

II.2.5. extension des mouvements ondulatoires matérialisés par les nuages en bandes : 87

- extension horizontale
- extension verticale

II.2.6. nature et altitude des nuages à structure ondulatoire 92

II.2.7. durée et évolution des systèmes nuageux à structure ondulatoire 93

Chap.III : Recherche des facteurs déterminant l'apparition des nuages à structure ondulatoire et leurs caractéristiques : 103

III.1. Etude des facteurs météorologiques

III.1.1. principales situations synoptiques ayant donné lieu à des nuages en bandes 103

III.1.2. nature et altitude des nuages 119

III.1.3. étude de l'influence de certains facteurs d'échelle synoptique

III.1.3.1. les courants jets: influence des courants jets sur l'extension horizontale des nuages en bandes et sur le développement en altitude des mouvements ondulatoires auxquels ces nuages sont associés 125

III.1.3.2. les fronts : 134

III.1.3.2.1. nuages à structure ondulatoire et type de situation frontologique 137

III.1.3.2.2. situation frontologique et extension horizontale et verticale des mouvements ondulatoires 138

III.1.3.2.3. limites de masses d'air (L.M.A.) et nuages à structure ondulatoire 142

III.1.4. analyse des sondages de vent, de température et d'humidité correspondants à divers cas de nuages en bandes

III.1.4.1. homogénéité et hétérogénéité de l'atmosphère 142

III.1.4.1.1. influence des limites de masses d'air 146

A) influence des LMA sur l'extension horizontale des nuages en bandes

A) a) extension horizontale et absence ou présence d'une LMA

A) b) influence de la structure de la LMD (épaisseur, stabilité) sur l'extension horizontale des nuages en bandes visibles sur l'Espagne du Nord 149

B) influence des LMA sur l'extension verticale des mouvements ondulatoires 151

III.1.4.1.2.origine des masses d'air favorables au développement d'ensembles nuageux à structure ondulatoire; analyse de leur stabilité (mise en évidence d'une couche de stabilité maximale) 154

III.1.4.2. humidité 164
III.1.4.3. influence du vent 169
III.1.4.3.1. choix du sondage représentatif 177
III.1.4.3.2. direction du vent et direction des bandes 178
III.1.4.3.3. vitesse de seuil 182
III.1.4.3.4. profils des vents 182
III.1.4.4 espacement des bandes nuageuses froce du vent et stabilité statique moyenne 189

III.2. Etude des facteurs géographiques 211

III.2.1. les zones privilégiées : explication possible
III.2.2. forme et dimensions des reliefs 217

III.3. Conclusions 232

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543920_0019

DEUXIEME PARTIE

ETUDE DES MOUVEMENTS ONDULATOIRES LIES AU RELIEF A L'AIDE DE PHOTOGRAPHIES DE SATELLITES ET DE MESURES "IN SITU"

Chap. I Les campagnes d'études préliminaires et leurs enseignements

I.1. Buts
I.2. Les moyens mis en oeuvre
I.3. Les montages réalisés
I.4. Les méthodes de travail sur le terrain
I.5. Résultats obtenus conclusions

Chap.II Les expériences

II.1. Mise en place du dispositif expérimental
II.2. Les expériences
II.1.1.les journées du 16,17,18.04.69
II.1.2.la journée du 23.12.69
II.1.3.les journées du 20,21,22,23.02.70
II.1.4.résultats obtenus - conclusions

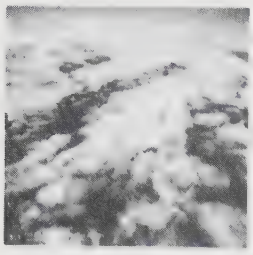
Chap.III Comparaison des résultats obtenus à quelques modèles théoriques

Conclusion

Annexe : Exploitation des mesures du champ des vitesses verticales de l'air. Précision des résultats.

Photographie n^0 1

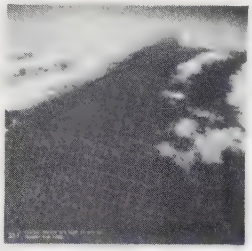
nuages d'onde photographiés d'un avion et d'un satellite



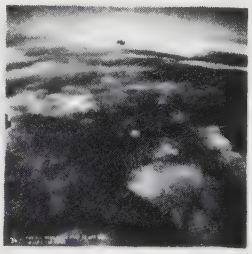
303 N

349 N

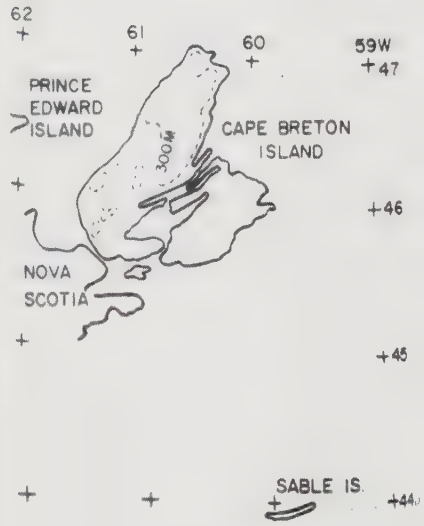
373 N



357 N



342 N



d'après J.CONOVER (1964)

Présentation du sujet :

En liaison avec les recherches menées au Laboratoire de Météorologie Dynamique, sur les perturbations atmosphériques d'échelle horizontale moyenne, nous avons entrepris, sous la Direction du Professeur P. QUENEY, une étude expérimentale des mouvements ondulatoires de l'atmosphère, en utilisant simultanément les possibilités offertes par les satellites météorologiques et par des techniques classiques telles que les sondages par ballons et les mesures à l'aide d'avions et de planeurs.

Après le lancement, le 1er avril 1960, du premier satellite météorologique américain T.I.R.O.S. I, plusieurs publications≠ relatives à des photographies de nuages d'onde soulignaient l'intérêt considérable de ce nouveau mode d'observation des phénomènes ondulatoires atmosphériques. Sur ces photographies, apparaissaient, tantôt sous le vent de chaînes montagneuses importantes (Andes Rocheuses) tantôt à l'aval d'îles à reliefs modérés telle que l'Ile de Cap Breton, au Canada (cf. photographie n°1), des nuages à structure ondulatoire d'une régularité et d'une étendue horizontale surprenantes. Cette grande extension des phénomènes ondulatoires en aval de l'obstacle constituait réellement un fait nouveau, de même d'ailleurs que l'importance apparemment comparable des ondes déclanchées par des reliefs d'échelle très différente. S'agissait-il véritablement, dans le cas de l'Ile de Cap Breton par exemple, d'ondes stationnaires ? Quelle était leur nature : ondes de surface, ondes de cisaillement ...?

≠ CONOVER (Mars 1964 et Juin 1964), DOOS (1962), FRITZ and LINDSAY (1964)

Aucune des études déjà publiées, par différents auteurs, au sujet de cas analogues, ne pouvait permettre de conclure : chacune d'elles, en effet, se rapportait à des exemples isolés et, de l'aveu même de leurs auteurs, leur portée était bien souvent limitée par le manque de données complémentaires au voisinage ou au sein même de phénomène observé.

En raison de l'importance du rôle joué par les mouvements atmosphériques d'échelle moyenne dans les transferts verticaux d'énergie mécanique et de quantité de mouvement, le Professeur QUENEY nous a incités à entreprendre une étude systématique des mouvements ondulatoires associés aux systèmes de nuages en bandes visibles sur les photographies de satellites. Rappelons les conclusions exposées par le Professeur QUENEY dans un précédent rapport≠ : "les études théoriques, entreprises au Laboratoire, sur l'évaluation des transferts verticaux opérés par les perturbations de relief montrent que ceux-ci peuvent avoir une grande intensité et surtout être l'objet d'une effet de résonance : ainsi, un vent abordant une chaîne de montagnes donne lieu à une perturbation qui lui prend une partie de son énergie, mais la fraction ainsi extraite n'est importante que si la vitesse du vent est voisine d'une certaine valeur, variable avec la largeur de la chaîne de montagnes et avec la répartition verticale de la température et du vent. Ces résultats pourraient expliquer le caractère apparemment fantaisiste des interactions mécaniques entre la troposphère et

---

≠ rapport d'activité du Laboratoire de Météorologie Dynamique (1970)

les régions supérieures de l'atmosphère, cause probable de l'évolution du temps dans beaucoup de cas.

Le schéma de ces interactions est le suivant :

a) les perturbations de relief se développent aux dépens de l'énergie des mouvements d'échelle supérieure, et comme conséquence de la stabilité de la stratification atmosphérique (stabilité statique combinée le plus souvent à une stabilité dynamique) elle acquiert une structure ondulatoire, ce qui se traduit par une propagation ascendante d'énergie ;

b) si cette propagation a lieu dans de l'air fortement turbulent il y a dissipation de l'énergie en question, et alors la perturbation s'amortit à mesure qu'on s'élève ; mais le plus souvent la turbulence est trop faible pour produire un amortissement appréciable, et en raison de la décroissance de la densité de l'air l'amplitude des ondes augmente, de sorte qu'un niveau est finalement atteint où elles se transforment en un système de tourbillons séparés par des zones à fort gradient de vent contrastant avec les faibles gradients des régions centrales de ces tourbillons.
Cette turbulence organisée crée à son tour une turbulence d'échelle inférieure provoquant la dissipation de l'énergie de la perturbation (cas d'un vent général approximativement uniforme) ou tendant à uniformiser verticalement la vitesse du vent (transfert vertical de quantité de mouvement). Dans le cas d'une perturbation de relief le résultat global apparaît comme un freinage du vent général, et la turbulence dont il vient d'être question peut expliquer notamment la "turbulence en air clair" et les incidents aéronautiques assez souvent constatés dans la stratosphère et la troposphère supérieures au-dessus de contrées montagneuses, la structure

prévue pour les tourbillons étant d'ailleurs bien confirmée par des campagnes de mesures récentes dans le Colorado*.

L'étude des perturbations de relief est donc probablement essentielle pour la météorologie dynamique (prévision du temps)".

Nous insisterons également sur le fait qu'elle est d'une grande importance pour la navigation aérienne. Bon nombre d'incidents tant en altitude qu'au voisinage du sol sont en effet sans aucun doute imputables aux ondes de relief. Peut-être auraient-ils été évités si une meilleure connaissance des phénomènes ondulatoires par les météorologistes et par les pilotes avait pu permettre aux premiers de définir des critères simples de prévision et aux seconds de ne pas se laisser surprendre par l'intensité des mouvements verticaux ou de la turbulence.

Le but principal de notre travail était d'étudier les caractéristiques des mouvements ondulatoires (stationnarité, longueur d'onde, amplitude, niveaux de turbulence) matérialisés par les nuages en bandes et d'analyser les profils correspondants du vent et de la température afin d'essayer de déterminer les paramètres nécessaires à l'établissement de ces ondes et, surtout, ceux susceptibles de "canaliser" horizontalement l'énergie ondulatoire sur de grandes distances en aval de l'obstacle.

On se proposait également d'obtenir des informations sur la nature, l'altitude et le mode de formation des bandes nuageuses mises en évidence par les photographies de satellite, de rechercher si l'appari-

---

* LILLY D.K. (septembre 1971)

tion de ces nuages avait un caractère saisonnier, régional et si elle était liée à des types de temps particuliers, ces deux derniers points pouvent être d'une grande utilité pratique pour la navigation aérienne.

Chronologie de l'étude :

Dans un premier temps nous avons essayé d'utiliser les photographies des satellites expérimentaux T.I.R.O.S., photographies reçues dans les stations d'écoute américaines et qu'il était possible de se procurer d'après des catalogues de références. L'utilisation de ces documents pour une étude systématique de phénomènes météorologiques de petite ou de moyenne échelle s'est très rapidement avérée difficile : en effet, outre les délais nécessaires pour les obtenir, ces images ne permettaient que très rarement de retrouver la zone étudiée, d'une orbite à l'autre ou à celles du lendemain. C'est pourquoi, en attendant le lancement, prévu pour le début de l'année 1966 des satellites opérationnels ESSA III et NIMBUS II dont les images seraient reçues en France, au Centre d'Etudes Météorologiques Spatiales (C.E.M.S.) de Lannion (Côtes du Nord), nous avons cherché à mettre au point un dispositif expérimental susceptible de compléter de façon quantitative l'information photographique fournie par les satellites.

Première étape : mise au point de techniques de mesures :

Dans ce but, deux campagnes de mesures mettant en jeu d'importants moyens tant en personnel qu'en matériel, ont été menées grâce à la collaboration de

la Météorologie Nationale. Monsieur VILLEVIEILLE, Chef du Service de Météorologie Spatiale et Responsable du Projet COLOMBE (Collecte d'Observations Météorologiques par Ballons Equilibrés) avait accepté de fournir la majeure partie du support matériel et financier de ces campagnes et m'en avait confié la responsabilité sur le terrain.

Ces campagnes se sont déroulées en Janvier-Février 1966 et en Novembre 1967 à St Girons (Pyrénées Ariégeoises) et à MONT-LOUIS (Pyrénées Orientales).

Leur principal objectif était d'évaluer les possibilités et les limites pour l'étude des ondes de relief, d'un certain nombre de techniques d'observations et de mesures : nacelles photographiques COLOMBE, ballons à volume constant (ballons "résille") et, plus particulièrement, planeurs pilotés.

Deuxième étape : Etude de cas de nuages en bandes photographiés par les satellites ESSA et NIMBUS :

Lors de cette deuxième phase, nous avons recherché, dans les fichiers photographiques du Bureau d'Etudes Météorologiques Spatiales, les photographies de satellites présentant des cas de nuages à structure ondulatoire. Ceux-ci ont été localisés géographiquement et pour un grand nombre d'entre eux, nous avons mesuré sur les photographies l'espacement des bandes nuageuses.

Nous avons simultanément cherché à rassembler tous documents susceptibles de nous apporter des informations sur des nuages à structure ondu-

latoire.

Une enquête a été menée auprès des pilotes des Compagnies aériennes nationales et des pilotes privés (pilotes d'avions et pilotes de planeurs français et espagnols) pour obtenir des précisions sur les nuages eux-mêmes et sur les mouvements ondulatoires auxquels ils sont associés (extension verticale, amplitude, niveaux éventuels de turbulence).

Parallèlement, ont été extraits des archives de la Météorologie Nationale, les cartes et les sondages relatifs à une centaine de journées présentant des cas de nuages en bandes.

L'ensemble de ces documents a donné lieu à un assez long travail d'analyse.

Troisième étape : Etude "in situ" des nuages en bandes à l'aide des techniques de mesures définies lors des campagnes d'études et comparaison des résultats obtenus à quelques modèles théoriques d'ondes de relief :

Dans cette troisième étape qui constitue la synthèse des deux précédentes, on se proposait de pratiquer une expérimentation en temps réel, c'est-à-dire d'obtenir, pour un ensemble nuageux à structure ondulatoire donné, des observations simultanées par satellite et par planeur ou avion.

L'étude de document faite auparavant, ainsi que l'expérience acquise au cours des campagnes d'études nous ont conduits à placer au voisinage de la Montagne Noire (Haute Garonne) et de l'Espinouse (Hérault), site particulièrement propice

à la formation de nuages en bandes, un dispositif expérimental efficace, capable d'intervenir à tout moment sur simple avertissement téléphonique de notre part. Grâce à la collaboration de la Météorologie Nationale (C.E.M.S. de Lannion et le Service de Prévisions de Paris) et à celle de deux centres de vol à voile du midi de la France (Centre National de Vol à Voile de la Montagne Noire et Aéroclub de Pezenas), plusieurs prospections extrêmement fructueuses ont ainsi pu être réalisées. Elles ont permis de compléter les renseignements déjà obtenus sur les mouvements ondulatoires matérialisés par les ensembles nuageux visibles sur les photographies de satellites, en particulier en ce qui concerne la variation d'amplitude des ondes en fonction de l'altitude dans les dix premiers kilomètres troposphériques.

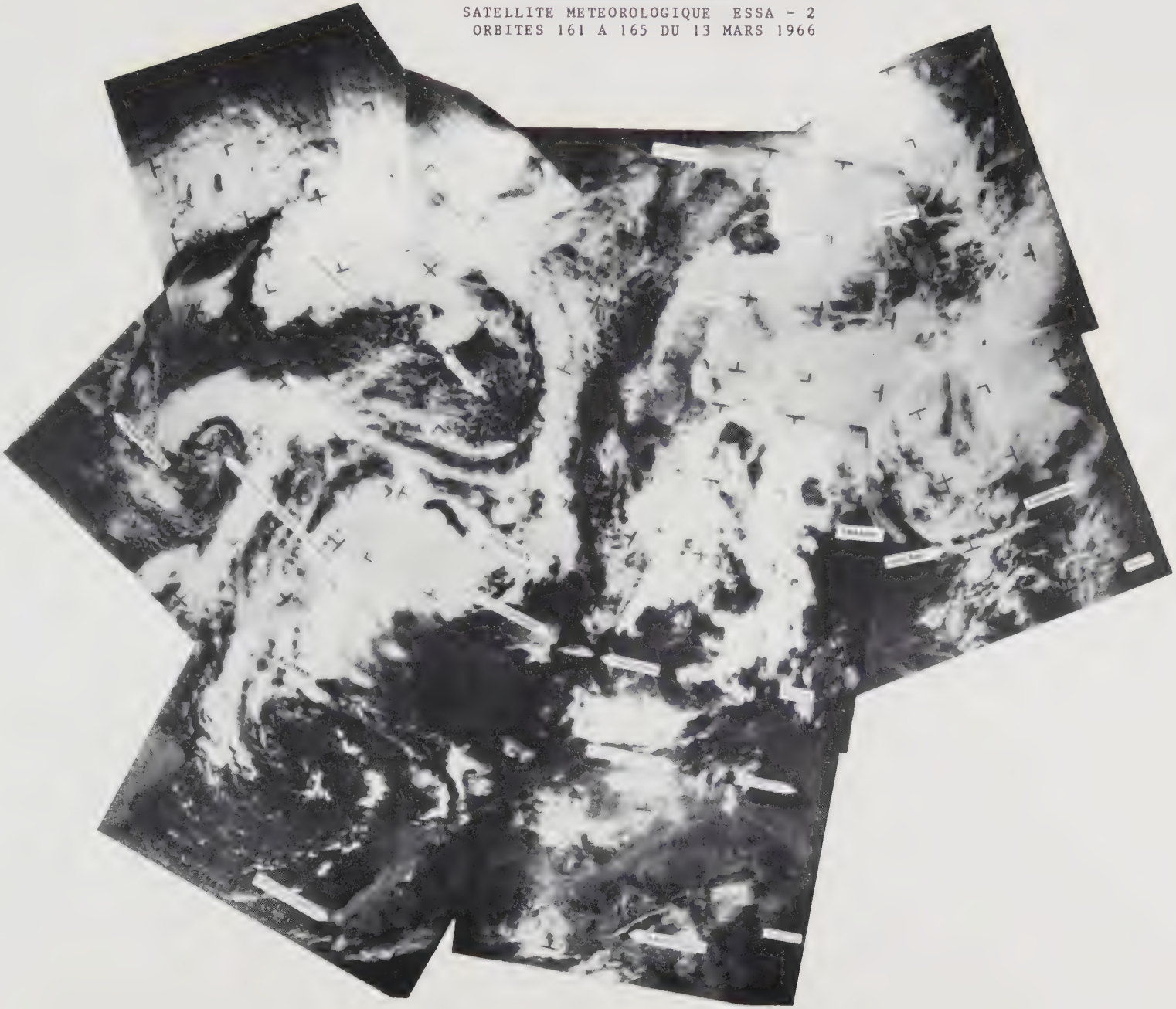
Les profils verticaux de vent et de température observés ont été comparés aux profils adoptés dans quelques modèles théoriques classiques afin de déterminer celui ou ceux de ces modèles qui sont le plus compatibles avec les phénomènes observés.

Compte-tenu des moyens relativement élémentaires dont nous avons pu disposer dans la dernière partie de notre étude, il n'est évidemment pas possible d'aboutir à des résultats définitifs.

Nous proposons, en conclusion, un ensemble d'expériences devant à notre avis, permettre d'obtenir les informations nécessaires à la validation des modèles existants, voire à l'établissement de modèles plus réalistes.

EXEMPLE DES RECEPTIONS QUOTIDIENNES
EFFECTUEES AU C.E.M.S. DE LANNION

SATELLITE METEOROLOGIQUE ESSA - 2
ORBITES 161 A 165 DU 13 MARS 1966



C H A P I T R E I

LES DOCUMENTS UTILISES

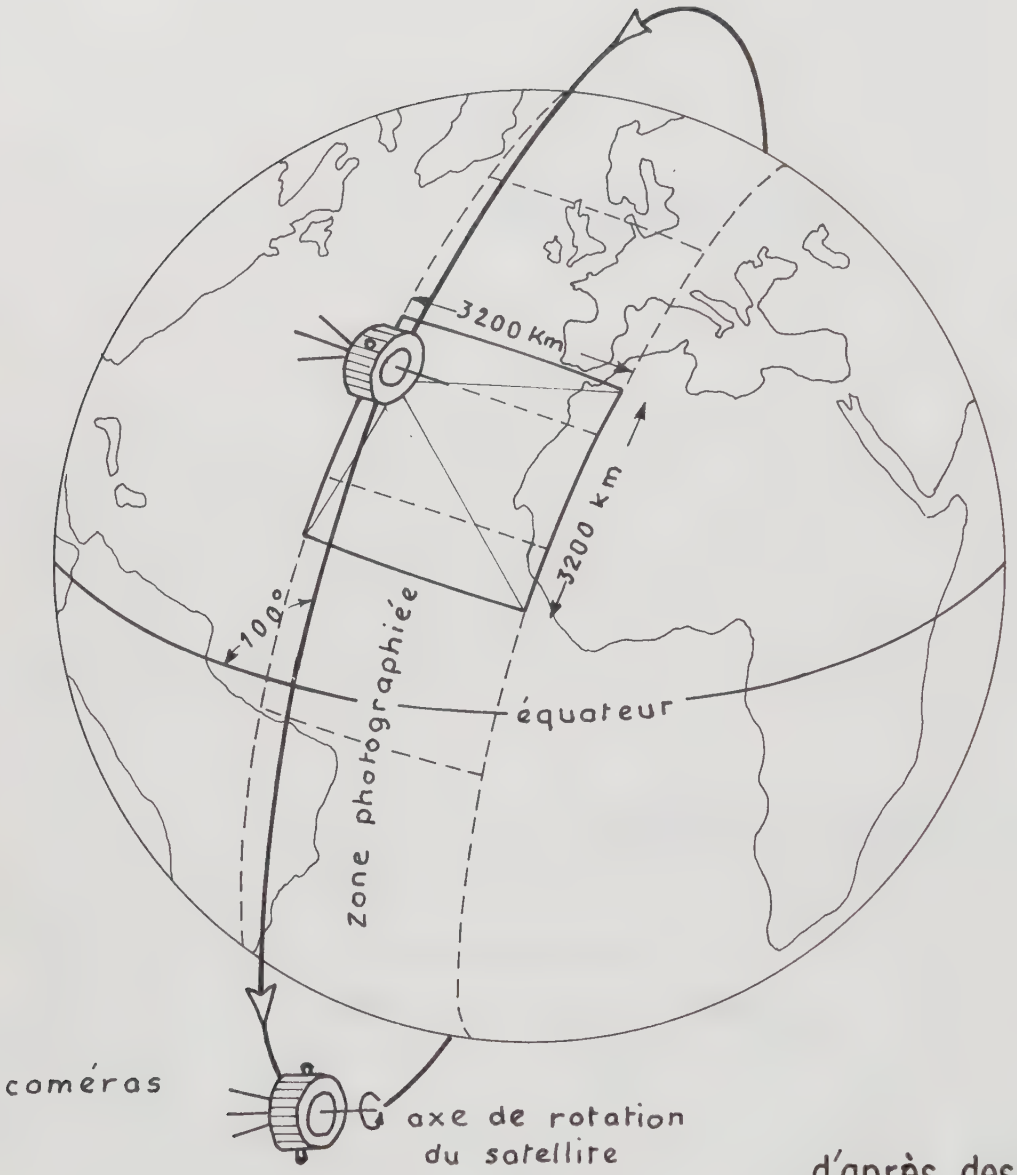
Les principaux documents que nous avons utilisés sont :

- les photographies de satellites reçues au Centre d'Etudes Météorologiques Spatiales de Lannion ;
- les documents météorologiques établis par les services de la Météorologie Nationale ;
- des rapports de pilotes de ligne ou de pilotes de planeurs.

I.1.- LES PHOTOGRAPHIES DE SATELLITES :

Les photographies mises à notre disposition par la Météorologie Nationale sont celles fournies par les satellites ESSA et NIMBUS et reçues quotidiennement au Centre d'Etudes Météorologiques Spatiales de Lannion, depuis le 3 mars 1966. Ces documents permettent à la station de Lannion de connaître, de jour seulement avec les photographies de type classique, de jour et de nuit avec les images des radiomètres infra-rouges, la couverture nuageuse sur une zone dont les limites géographiques sont données par l'assemblage photographique ci-contre. En ce qui nous concerne, nous n'avons utilisé que les photographies de type classique, car la résolution des images infra-rouges n'est pas encore suffisante pour l'étude que nous nous proposions de faire.

Pour déterminer de façon précise les possibilités et les limites de l'information photographique obtenue, nous avons été amenés à étudier les caractéristiques des dispositifs de



d'après dessin
B.E.M.S*

Satellites ESSA
Stabilisation en roulette

Fig. 1

*B.E.M.S. = Bureau d'Etudes Météorologiques Spatiales de la Météorologie Nationale (Paris)

prises de vues, ainsi que les facteurs, liés à la trajectoire et à l'attitude du satellite, susceptibles de modifier les propriétés du document final.

I.1.1.- Principales caractéristiques des satellites ESSA et NIMBUS * :

I.1.1.1. Caractéristiques orbitales :

Placés sur une orbite sensiblement circulaire, inclinée d'environ 100° sur le plan de l'équateur, ces satellites gravitent à une altitude de l'ordre de 1400 km pour ceux de la série ESSA, et de 1100 km pour ceux de la série NIMBUS. L'inclinaison du plan orbital sur celui de l'équateur est calculé en fonction de l'altitude moyenne du satellite de façon que celui-ci puisse donner, chaque jour, à la même heure locale, des images d'une même région du globe (orbite synchrone du soleil). Cette inclinaison détermine également les latitudes extrêmes atteintes par le sous-point(nadir) du satellite.

La trajectoire du satellite autour de la terre peut se concevoir, en considérant que l'orbite du satellite garde approximativement une orientation fixe par rapport au soleil, tandis que la terre tourne sur elle-même à l'intérieur de cette orbite. La rotation de la terre entre deux révolutions successives du satellite sur son orbite est d'environ 28°.

I.1.1.2. Attitude des satellites et erreurs d'attitude:

a) les satellites ESSA, de forme cylindrique sont stabilisés sur leur orbite grâce à un mouvement de rotation du satellite sur lui-même, autour d'un axe perpendiculaire au plan de l'orbite (stabilisation en "roulette"). Les caméras, placées sur la surface latérale du cylindre (voir figure 1) sont pointées à intervalles de temps réguliers vers le centre

---

*Bibliographie : Météorologie Nationale EERM/MS CEMS-LANNION 1969, "L'information photographique recue par satellite.

de la terre. Deux détecteurs d'horizon à infra-rouge déclanchent l'obturateur de la caméra orientée vers la terre, à la verticale du satellite. Des mesures de contrôle effectuées au moment de la réception des images permettent de déterminer une erreur éventuelle de pointage.

b) les satellites NIMBUS sont stabilisés autour de leurs 3 axes d'inertie de façon que l'axe optique des caméras soit constamment pointé vers la terre.

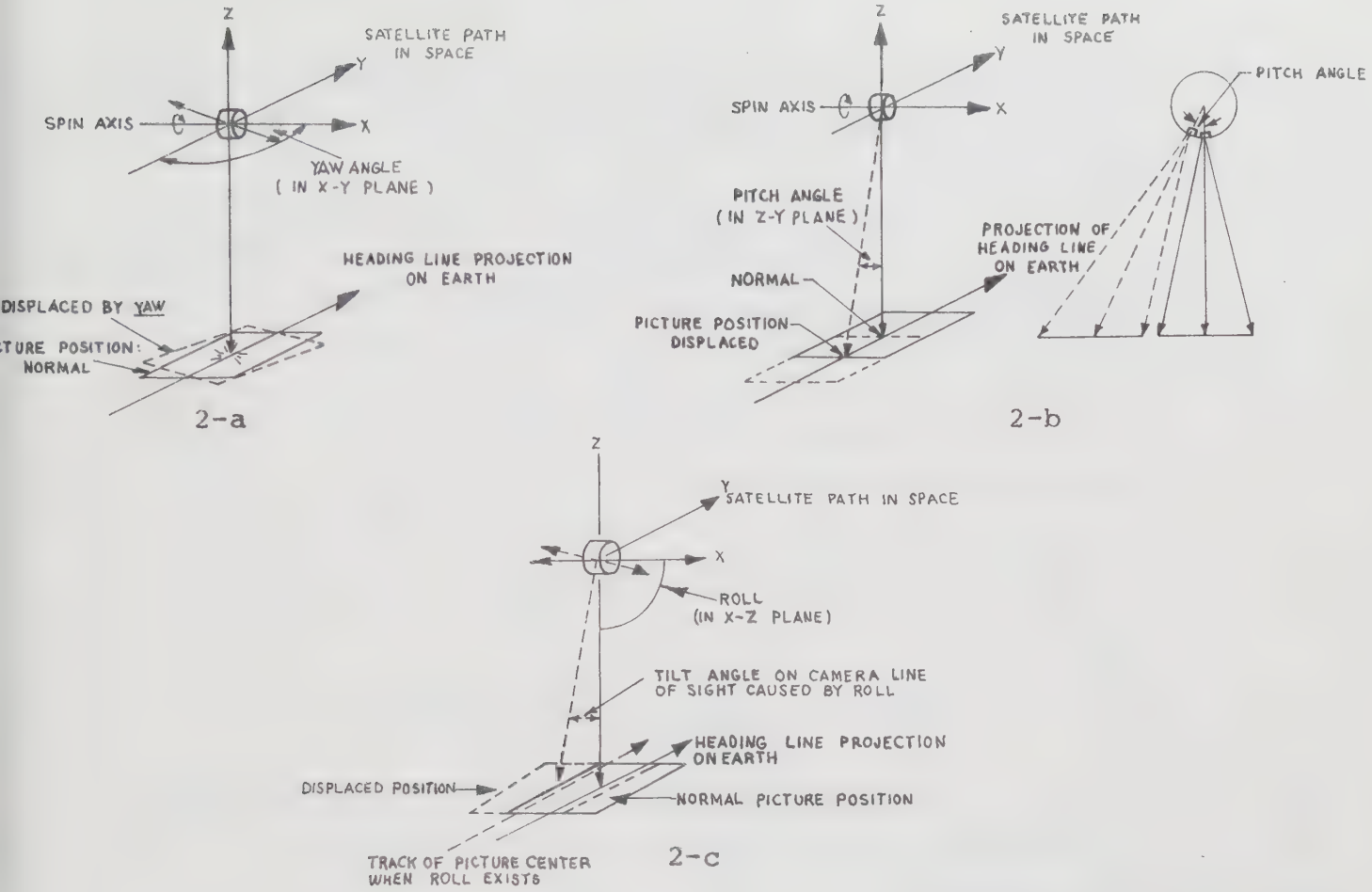
c) erreurs d'attitude : les erreurs d'attitude susceptibles de se produire sont schématisées sur la figure L'attitude du satellite est parfaite si ses trois axes d'inertie : axe de roulis, de lacet et de tangage sont de façon simultanée respectivement confondus avec les axes SY, SZ et SX liés à la trajectoire du satellite, SY étant parallèle au vecteur vitesse, SZ étant orienté selon la verticale ascendante et SX perpendiculaire au plan formé par les deux précédents. Il y a erreur de lacet (2a) de tangage (2b) et de roulis (2c) si le satellite pivote, respectivement, autour des 3 axes SZ, SX et SY.

La composition des erreurs de roulis et de tangage est appelée angle au nadir.

I.1.1.3. Appareils de prises de vue et de transmission des images :

Nous n'indiquons ici que les principes du système permettant la réalisation et la transmission immédiate aux stations placées en vue du satellite, des photographies de la partie de la terre éclairée par le soleil (Automatic Picture Transmission System ou système A.P.T.).

Les prises de vues, assurées par une caméra munie d'un objectif grand angulaire sont instantanées. L'image de la totalité de l'aire photographiée, reçue sur un tube vidicon-mémoire (voir schéma de principe Fig.3) est ensuite



d'après APT USER'S GUIDE

Fig. 2 - ERREURS D'ATTITUDE

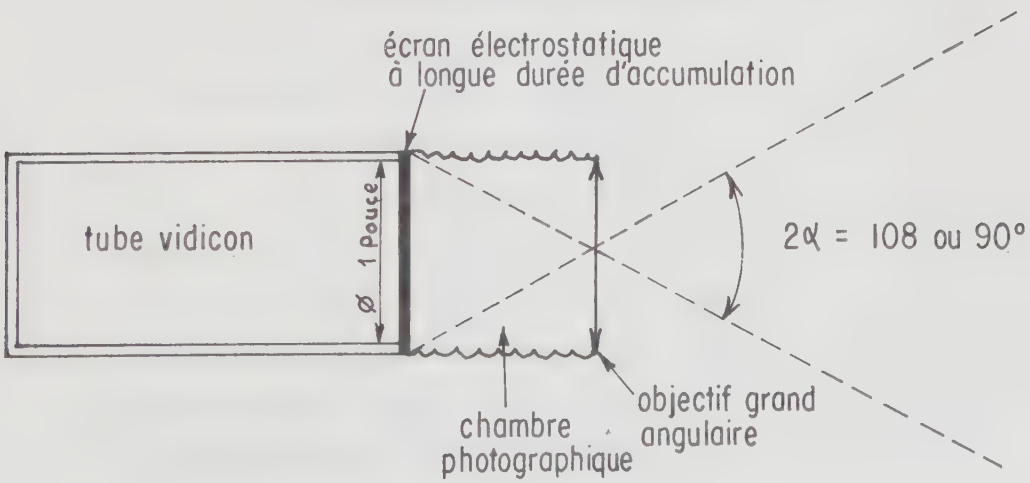


Fig. 3 - Schéma de principe du système de prise de vue des satellites APT

analysée par un balayage lent et simultanément retransmise aux stations de réception au sol placées en vue directe du satellite.

Le signal transmis aux stations donne une image dont la définition est de 800 (ou 600) lignes, sensiblement perpendiculaires au sens de déplacement du satellite sur son orbite. L'image étant analysée et transmise alors que le satellite, poursuivant sa ronde, a déjà en partie survolé l'aire photographiée, la dernière ligne du balayage indique le sens de déplacement du satellite. La photographie obtenue, de format 16 x 16 cm ou 20,3 x 20,3 cm selon le récepteur de fac-similé, présente neuf teintes allant du noir au blanc (noir, blanc et sept nuances de gris).

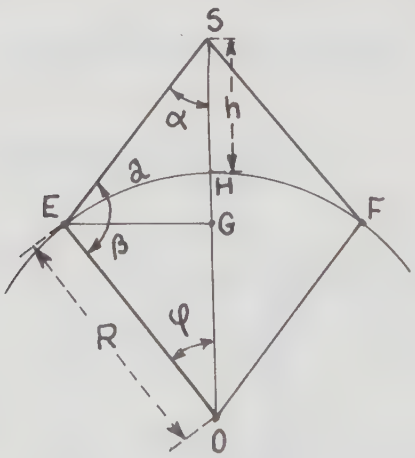
I.1.2.- Caractéristiques des photographies :

I.1.2.1. aire photographiée :

La superficie représentée sur une image dépend essentiellement de l'altitude du satellite et du champ de l'appareil de prises de vues.

a) champ enbrassé par l'objectif : (Fig.4)

Fig. 4



Soient : S : le satellite situé à une altitude h

O : le centre de la terre de rayon R

2α : le champ de l'objectif

H : le sous-point du satellite

EF : le diamètre du cercle d'intersection avec

la terre, du cône de sommet S et d'angle au sommet 2α

a : longueur de l'arc EH, correspondant à l'angle geocentrique ϕ

β : angle OES.

On a les relations simples suivantes :

(1) $\sin\beta = \frac{R+h}{R} \sin\alpha$

(2) $\phi° = 180° - (\beta + \alpha)$ avec $90° < \beta < 180°$

ou $\phi° = \beta° - \alpha°$ avec $0 < \beta < 90°$

(3) a (mille-Nautiques) = 60 . ϕ (minutes)

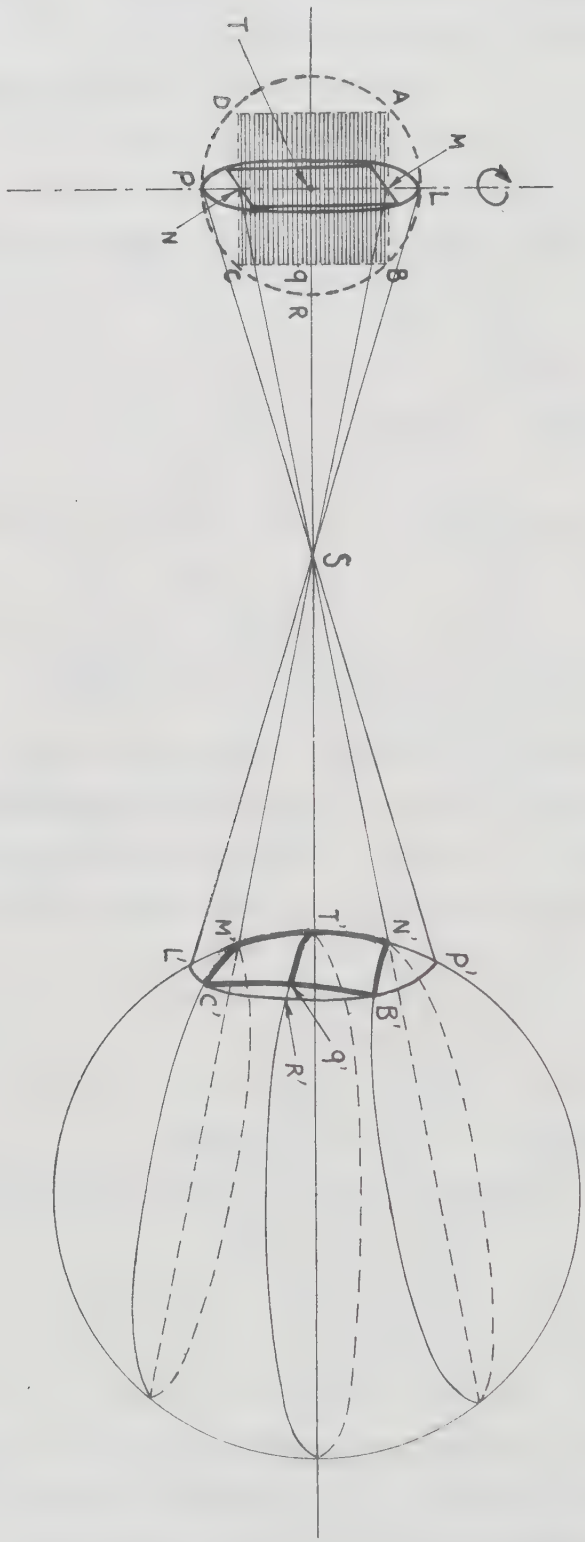
a (km) = 111,11 . ϕ (degrés)

Ainsi, pour un champ $2\alpha = 90°$ et une altitude de l'ordre de 1400 km, l'aire photographiée est une calotte sphérique d'environ 1600 km de rayon (distance curviligne EH), alors que pour une altitude voisine de 750 km, ce rayon n'est plus que de 800 km.

Ce facteur est de première importance pour l'utilisation des grilles permettant la restitution géographique de l'image, ainsi que pour l'évaluation du pouvoir de résolution de "l'oeil" satellite.

b) surface_réellement_photographiée :

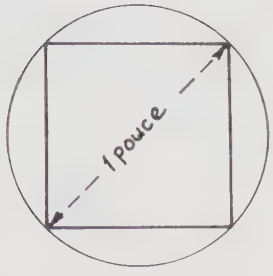
Si l'aire photographiée et correspondant à un champ déterminé est une calotte sphérique, l'image reçue au sol ne représente en fait qu'une partie de cette calotte sphérique. En effet, le balayage du tube vidicon limite les dimensions de l'image transmise. Celle-ci se limite à la portion d'image comprise à l'intérieur du carré inscrit dans la circonférence du tube vidicon (figure 5).



Surface terrestre réellement photographiée

Fig. 6

Fig. 5

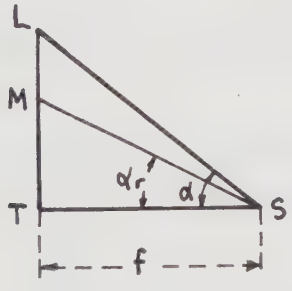


La surface terrestre correspondante est le quadrilatère convexe inscrit dans la calotte sphérique précédente, quadrilatère dont les sommets sont déterminés par l'intersection, avec le globe terrestre, de la pyramide de sommet S s'appuyant sur le carré soumis au balayage (figure 6).

c) dimensions de l'aire photographiée : (Fig.7)

Le champ total (108 ou 90°) correspond à la diagonale de la photographie. Pour obtenir le champ réel, il convient de calculer l'ange MST, $\frac{1}{2}$ angle au sommet de la pyramide

Fig. 7



Soient α = le champ total
α_r = le champ réel
R = la distance focale
TL = le rayon r du tube vidicon

Nous pouvons écrire :

$tg\alpha = \frac{r}{f}$ $\quad tg\alpha_r = \frac{TM}{f}$

et comme : $TM = r \cos 45°$

nous obtenons immédiatement :

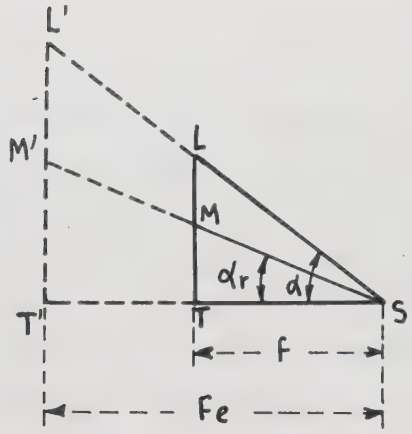
$tg\alpha_r = 0{,}707 . tg\alpha$ (4)

Ainsi pour une altitude de 1400 km environ et pour $\alpha = 45°$, la distance du centre au bord de la photographie représentera 720 km sur la surface du sol.

Pour $\alpha = 54°$, cette même distance représentera 1550 km sur la surface du sol.

I.1.2.2. distance focale équivalente

Fig. 8



Soient TM la demi-largeur de l'image formée sur le tube et analysée par le balayage. T'M' la demi-largeur du document reçu à la station. (Fig.8).

On appelle distance focale équivalente f_c, le rapport

$$f_c = f \times \frac{T'M'}{TM} = f \times \gamma \quad (5)$$

γ = rapport d'agrandissement

Dans les tableaux ci-dessous, nous avons indiqué pour les satellites E8, N3 et N4 les focales équivalentes correspondant aux formats de réception utilisés et le champ de l'objectif placé à bord.

Formats réception au sol	16 x 16 cm	20,3 x 20,3 cm
focales équivalentes	E8 = 8,2 cm N3 = 7,4 cm N4 = 7,65cm	E8 = 10,4 cm N3 = 9,4 cm N4 = 9,7 cm

satellites	champ objectif (α)
E 8	54° 8
N 3	57° 24
N 4	55° 37

Remarque : le satellite a un objectif de distance focale f et de champ déterminé. A une altitude donnée il photographie une aire parfaitement définie. Pour la retransmission des images on emploie des formats variables, mais les photographies peuvent se déduire les unes des autres par similitude rigoureuse.

En particulier :

1°) Pour une photographie prise avec une distance focale f_1, si dx_1 mm de photographie mesurés à x_1 mm du centre représentent da km sur la terre, sur la photographie correspondant à une distance focale f_2, cette même distance sur la terre sera représentée par dx_2(mm) $= \frac{f_2}{f_1} dx_1$ pris à x_2(mm) $= \frac{f_2}{f_1} x_1$ du centre.

2°) Inversement, on peut montrer (formule 11 §.I.1.4.1.b, en posant dx = 1 dh = df = 0) que si 1 mm à la distance x_1(mm) du centre représentent da_1 km sur la terre, alors 1 mm mesuré à la distance x_2(mm)$= f_1 x_1 \cdot \frac{f_2}{f_1}$ du centre représentera une distance $da_2 = da_1 \times \frac{f_1}{f_2}$ (km).

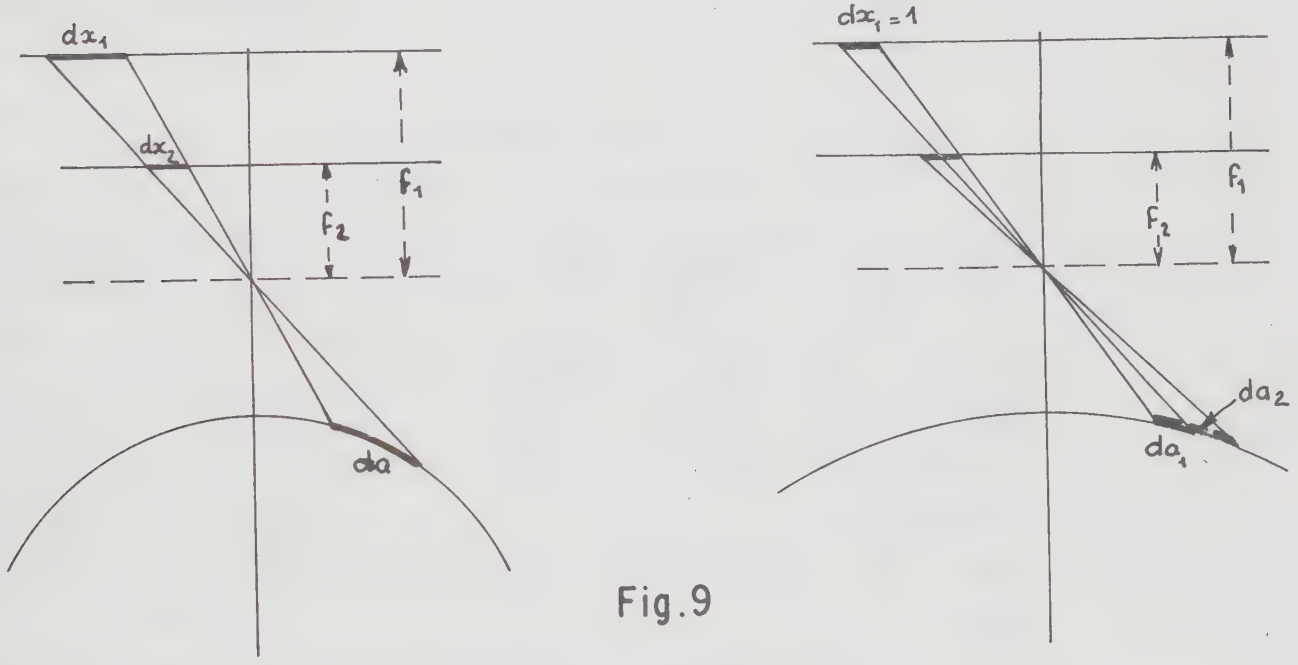


Fig.9

I.1.2.3. chevauchement des prises de vues :

Le chevauchement des prises de vues le long d'une même orbite est d'environ 30 % (30 % pour une altitude

de 1460 km).

D'une orbite à l'autre, il est nul à l'équateur et d'environ 30 % à 45° de latitude.

Ainsi, aux latitudes moyennes, le même phénomène peut généralement être observé sur deux des 3 ou 4 photographies successives d'une même orbite et, au cours de trois orbites successives, sur deux photographies des régions situées à la même latitude.

I.1.2.4. déformations de l'image :

Elles sont essentiellement de trois ordres :

- la déformation géométrique due à la sphéricité de la terre ;
- les déformations optiques dues aux distorsions des objectifs ;
- les déformations dues aux distorsions introduites par le balayage électronique.

a) la déformation géométrique :

Cette déformation est due au fait que la photographie transforme une portion de calotte sphérique en une image plane. Dans ces conditions, au fur et à mesure que l'on s'écarte du centre de la photographie, le millimètre d'image représente des distances croissantes sur la terre. (Fig10) Les tableaux ci-contre donnent, pour diverses valeurs de la distance focale équivalente et l'altitude du satellite, l'équivalence en km sur le terrain du mm de photographie pris à des distances croissantes du centre de la photographie.

Ainsi, pour z = 1400 km et f_c = 10,5 cm, 1 mm mesuré au centre de la photographie représente 13,3 km, alors qu'à 10 cm du centre, ce même millimètre équivaut à 20,21 km. L'erreur que l'on commettrait si l'on ne tenait pas compte de cette déformation serait de 52 % !

Calculs effectués par le CEMS de Lannion

distance focale équivalente (cm)	distance au centre de la photo. (cm)	Equivalence en km sur le terrain du mm de photographie			
		1100	1150	1400	1450
10.50	X = 0	10.45	10.93	13.30	13.78
	X = 1	10.48	10.96	13.35	13.83
	X = 2	10.56	11.05	13.49	13.97
	X = 3	10.70	11.20	13.71	14.22
	X = 4	10.90	11.42	14.05	14.58
	X = 5	11.18	11.71	14.50	15.07
	X = 6	11.51	12.09	15.11	15.73
	X = 7	11.95	12.58	15.90	16.59
	X = 8	12.51	13.21	16.93	17.73
	X = 9	13.22	14.01	18.32	19.27
	X = 10	14.13	15.04	20.21	21.39
	X = 11	15.33	16.42	22.93	24.51
	X = 12	16.94	18.30	27.14	29.48
	X = 13	19.21	21.04	34.58	38.83
	X = 14	22.67	25.40	52.44	65.60
11.00	X = 0	9.98	10.43	12.70	13.15
	X = 1	10.00	10.46	12.74	13.20
	X = 2	10.07	10.54	12.86	13.32
	X = 3	10.19	10.67	13.05	13.54
	X = 4	10.36	10.85	13.34	13.85
	X = 5	10.59	11.11	13.73	14.27
	X = 6	10.89	11.43	14.24	14.82
	X = 7	11.26	11.85	14.91	15.55
	X = 8	11.73	12.37	15.77	16.49
	X = 9	12.32	13.03	16.89	17.73
	X = 10	13.06	13.87	18.39	19.41
	X = 11	14.02	14.95	20.46	21.75
	X = 12	15.26	16.41	23.47	25.24
	X = 13	16.95	18.41	28.25	31.00
	X = 14	19.36	21.35	37.22	42.74

T A B L E A U 1

VALEUR DU MILLIMETRE DE PHOTOGRAPHIE			Z = 1400 km F = 8.20 cm					
X = 0.00	17.04		X = 3.00	17.92		X = 7.19	23.95	
X = .20	17.04		X = 3.19	18.05		X = 7.39	24.54	
X = .40	17.05		X = 3.39	18.18		X = 7.59	25.19	
X = .60	17.07		X = 3.59	18.33		X = 7.79	25.89	
X = .80	17.10		X = 3.79	18.49		X = 7.99	26.66	
X = 1.00	17.14		X = 3.99	18.67		X = 8.19	27.50	
X = 1.20	17.18		X = 4.19	18.85		X = 8.39	28.44	
X = 1.40	17.23		X = 4.39	19.05		X = 8.59	29.48	
X = 1.60	17.28		X = 4.59	19.26		X = 8.79	30.63	
X = 1.79	17.35		X = 4.79	19.49		X = 8.99	31.94	
X = 1.99	17.42		X = 4.99	19.73		X = 9.19	33.41	
X = 2.19	17.50		X = 5.19	19.99		X = 9.39	35.10	
X = 2.39	17.59		X = 5.39	20.27		X = 9.59	27.05	
X = 2.59	17.69		X = 5.59	20.57		X = 9.79	39.33	
X = 2.79	17.80		X = 5.79	20.90		X = 9.99	42.04	
			X = 5.99	21.24		X =10.19	45.32	
			X = 6.19	21.61		X =10.39	49.39	
			X = 6.39	22.01		X =10.59	54.59	
			X = 6.59	22.44		X =10.79	61.56	
			X = 6.79	22.91				
			X = 6.99	23.41				

EXEMPLE : A 1 Centimètre du centre-photo le millimètre de photographie vaut 17.1 kilomètres.

T A B L E A U 2

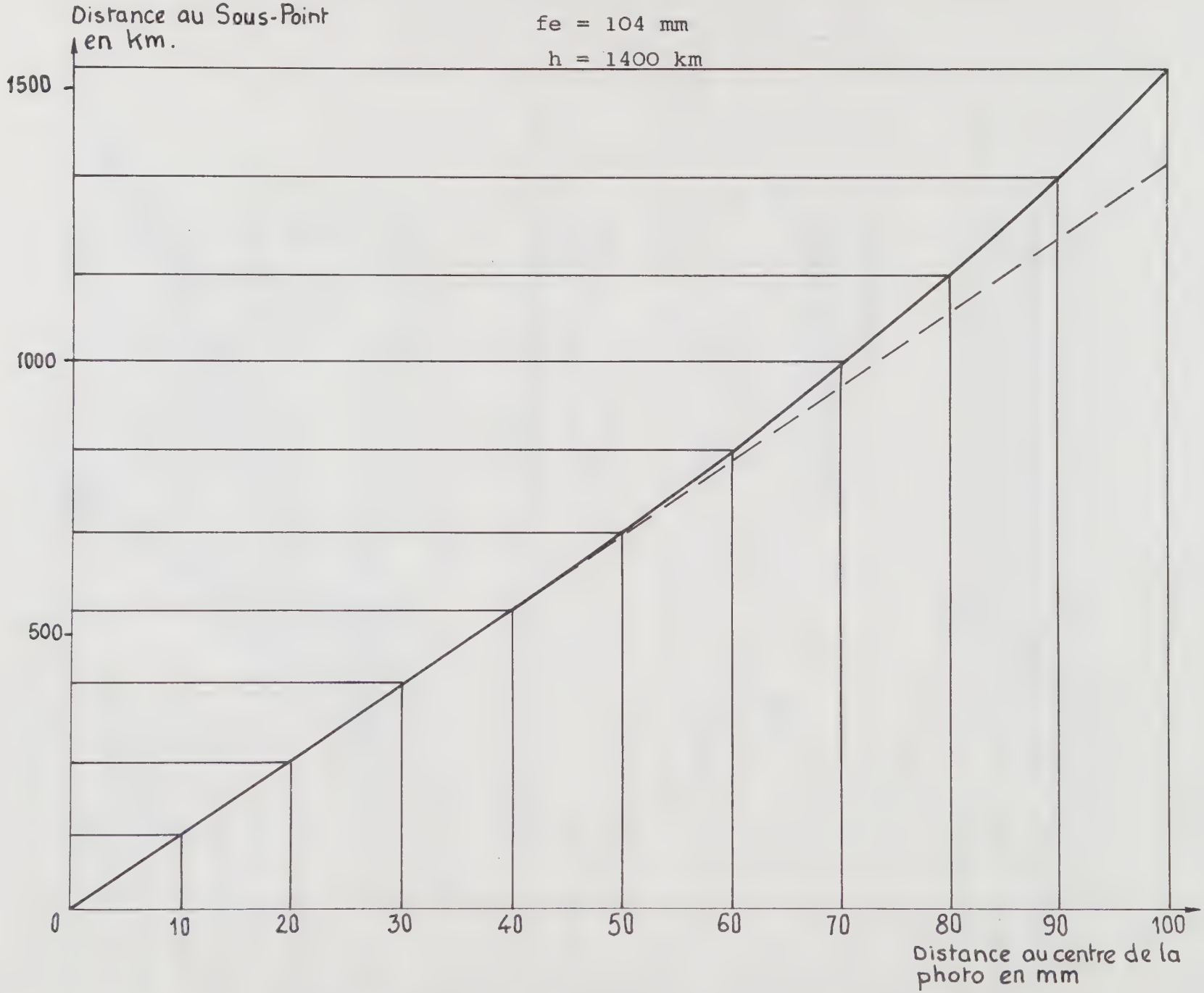


Fig 10 - EQUIVALENCE entre la distance d'un point mesurée à partir du centre de la photo et la distance sur la terre, entre le point

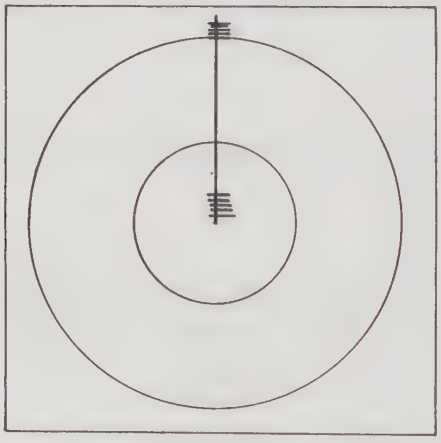
Inversement, des distances égales sur la terre sont représentées, sur la photographie par des distances d'autant plus petites que l'on s'éloigne davantage du centre de l'image. Ainsi, une distance de 1 km photographiée à la verticale du satellite aura sur la photographie, une longueur de $\frac{1}{13,3}$ mm ; mais si l'image de la même distance sur la terre se forme à 10 cm du centre, elle ne mesurera plus que $\frac{1}{20,2}$ mm. La déformation, dans ce cas, est donc d'environ 34 %.

Ainsi, avec les hypothèses précédentes, un nuage long de 20 km mesurera 1,5 mm si son image se forme au centre de la photographie et 0,98 mm seulement si elle s'en trouve à 10 cm.

De la même façon, les bandes nuageuses d'un système à structure ondulatoire placé au centre ou sur les bords de la photographie ne présenteront pas le même espacement, même si leur écartement réel est le même (figure11)

Fig. II

Déformation géométrique des images



A la limite, si l'épaisseur des nuages est importante, les espaces clairs compris entre les bancs de nuages pourront complètement disparaître pour donner, sur la photographie l'impression d'une nappe nuageuse continue (figure 12).

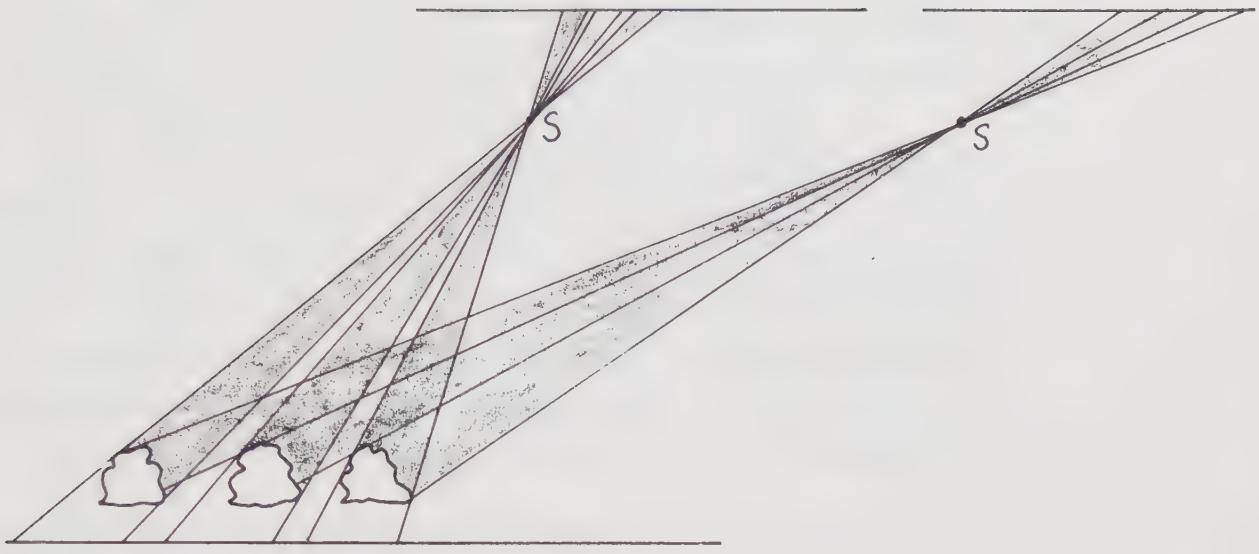


Fig. 12 - Modifications de l'image dues à l'effet de perspective

(Cet effet est encore accentué par la courbure terrestre). En conclusion, deux photographies successives d'un même phénomène ne seront effectivement comparables (voire superposables) que si la position de celui-ci par rapport au centre est sensiblement la même sur les deux images et si ses dimensions ne sont pas trop importantes. La déformation géométrique est évidemment d'autant plus grande que le satellite est plus haut.

b) les déformations optiques et électroniques :

Le système optique grand angulaire (TEGEA) produit une distorsion de l'image nulle ou faible pour les éléments du plan objet situés dans la partie centrale du champ, mais

qui va en augmentant pour ceux qui se trouvent à des distances croissantes de l'axe optique de l'objectif (distorsions de l'ordre de 5 % sur les bords de l'image).

Les déformations dues au tube dissecteur d'images sont du même ordre (1 à 5 %).

La figure ci-contre représente pour le quart supérieur droit de l'image les distorsions introduites par l'ensemble des systèmes optiques et électroniques. L'origine du vecteur indique la position que devrait occuper le point image s'il n'y avait pas de déformations, l'extrémité du vecteur donne la position réelle du même point.

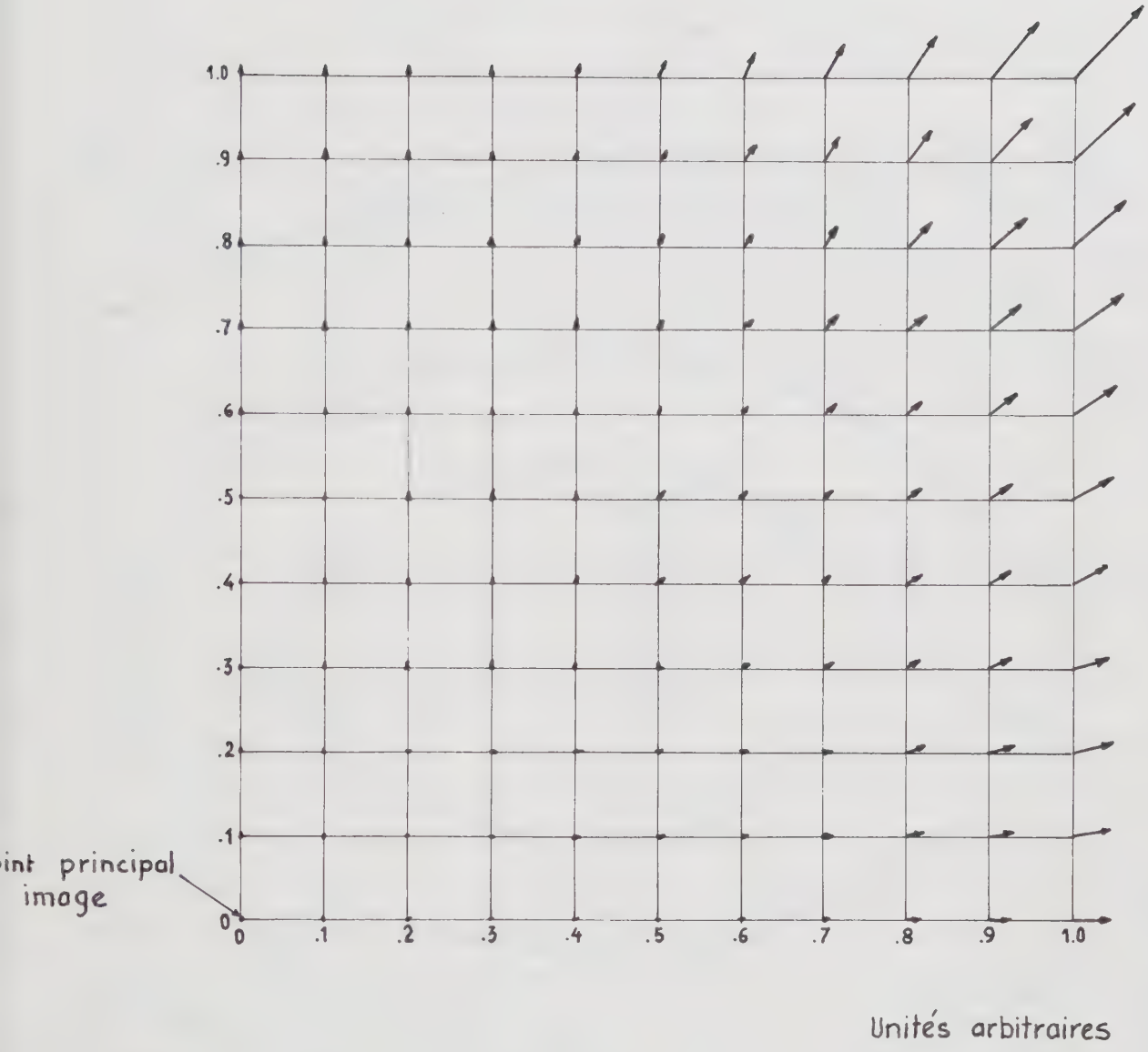
I.1.2.5. Pouvoir de résolution de "l'oeil"satellite :

Il est essentiellement limité par le balayage électronique du tube dissecteur d'images (caméra TV). Pour une image télévisée, la résolution est déterminée par le nombre de lignes et de points par lignes constituant le document et la dimension de ce document. Ainsi, pour une photographie représentant une portion de surface terrestre de 3200 km de côté, un balayage en 800 lignes donnera une résolution de 4 km.

En fait, la résolution ne peut être constante sur l'ensemble de la photographie, puisque, en raison de la courbure terrestre, au fur et à mesure que l'on s'écarte du centre de la photo (cf. déformations géométriques), la même distance entre deux points de la photographie représente des distances croissantes sur le terrain. Pour une photographie prise d'une altitude de 1400 km, avec un objectif grand angulaire de 108° analysée en 800 lignes et restituée au format 20,5 x 20,5 cm (f_c = 10,5 cm) on peut montrer que :

1°) la résolution le long d'une verticale passant par le centre de la photographie est de 3,3 km au centre de l'image et 4,6 km à 10 cm du centre ;

2°) la résolution le long d'une verticale passant à 10 cm du centre de la photographie est de 5,5 km sur l'hori-



Déformations de l'image dues aux systèmes optiques et électroniques

Fig. 13 a

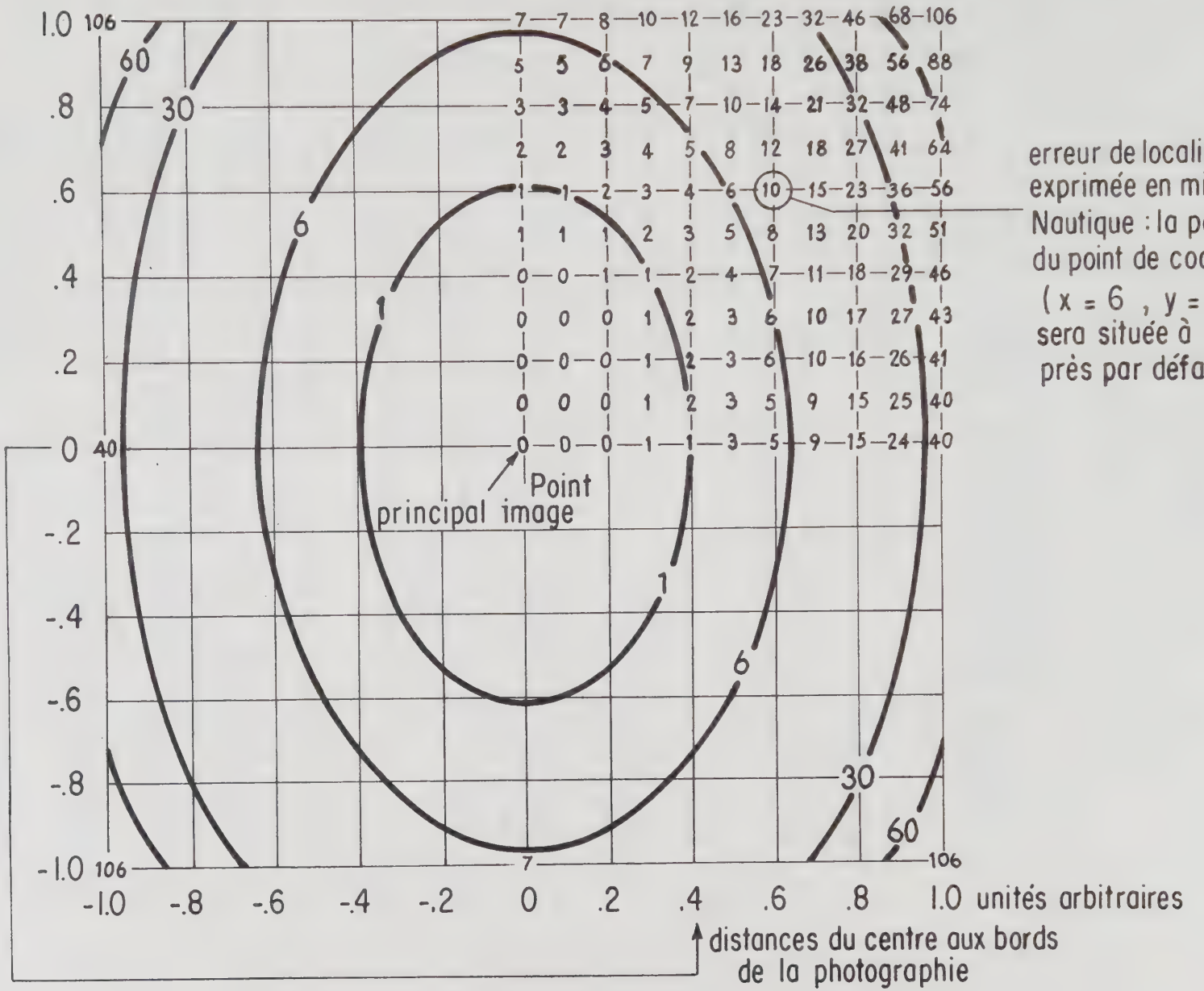


Fig. 13 b - Erreurs dues aux distorsions optiques et électroniques

zontale passant par le centre de la photographie et 9,2 km sur l'horizontale passant à 10 cm du centre.

La résolution est, évidemment, d'autant plus faible que le satellite est plus haut.

Les chiffres précédents montrent clairement que seules les images de dimensions relativement importantes peuvent être vues sur les photographies actuellement transmises par les satellites APT. En particulier les nuages du types cumulus humilis ou médiocris n'apparaissent pas sur les photographies, ou se traduisent tout au plus par une teinte grisée.

I.1.2.6. Marques fiducielles :

Des marques fiducielles sont gravées sur le tube vidicon. Elles sont différentes selon le balayage utilisé :

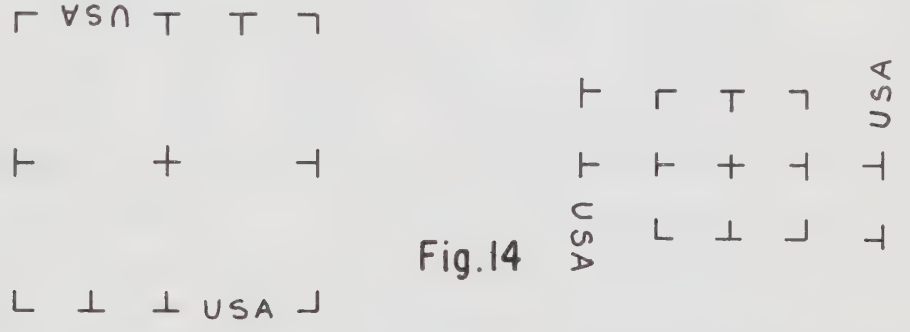


Fig.14

Repères utilisés en 1968 pour la retransmission des images en 800 lignes

Repères utilisés depuis 1969 pour la retransmission des images en 600 lignes

Le repère central et l'axe optique de la caméra coïncident. La caméra est placée à bord du satellite de façon que les repères verticaux passant par le centre de la photographie coïncident avec la direction de déplacement du satellite dans l'espace au moment de la prise de vue. Comme

celle-ci s'effectue lorsque l'axe optique de la caméra est braqué vers le centre de la terre, l'image du sous-point du satellite doit en principe se former au centre de la photographie (Point Principal ou P.P). La trace au sol du déplacement du satellite est représentée, sur la photographie, par la ligne verticale joignant les repères médians.

En pratique, la coïncidence du point principal et du sous-point n'est pas toujours rigoureusement réalisée (c.f. erreurs d'attitude) et il peut exister un décalage plus ou moins important entre l'image de la projection réelle et celle de la projection théorique de la trajectoire du satellite.

I.1.3.- Restitution géographique des images≠. Précision :

L'information météorologique fournie par les photographies n'est réellement utilisable que s'il est possible de connaître de façon suffisamment précise la position de tel ou tel phénomène nuageux. Pour cela, il convient d'établir un carroyage géographique. La solution rigoureuse consisterait à calculer le réseau des méridiens et des parallèles en effectuant pour chaque photographie une projection conique de centre S (centre optique de la caméra) de la portion de sphère terrestre photographiée, sur le plan focal de la caméra ou, ce qui revient au même, sur le plan tangent à la terre au point d'intersection de l'axe optique de la caméra et du sol (point en principe confondu avec le sous-point). Ce procédé exigerait donc une grille par photographie et peut difficilement être envisagé en exploitation de routine, dans les stations APT. Celles-ci ont en fait à leur disposition un jeu de grilles précalculées qui nécessitent pour leur utilisation, la connaissance exacte de la position du satellite dans l'espace au moment de la prise de vue. Il existe deux types de grilles : celles qui ont

---

≠ Météorologie Nationale - EERM/MS 1969
ESSA - 1969

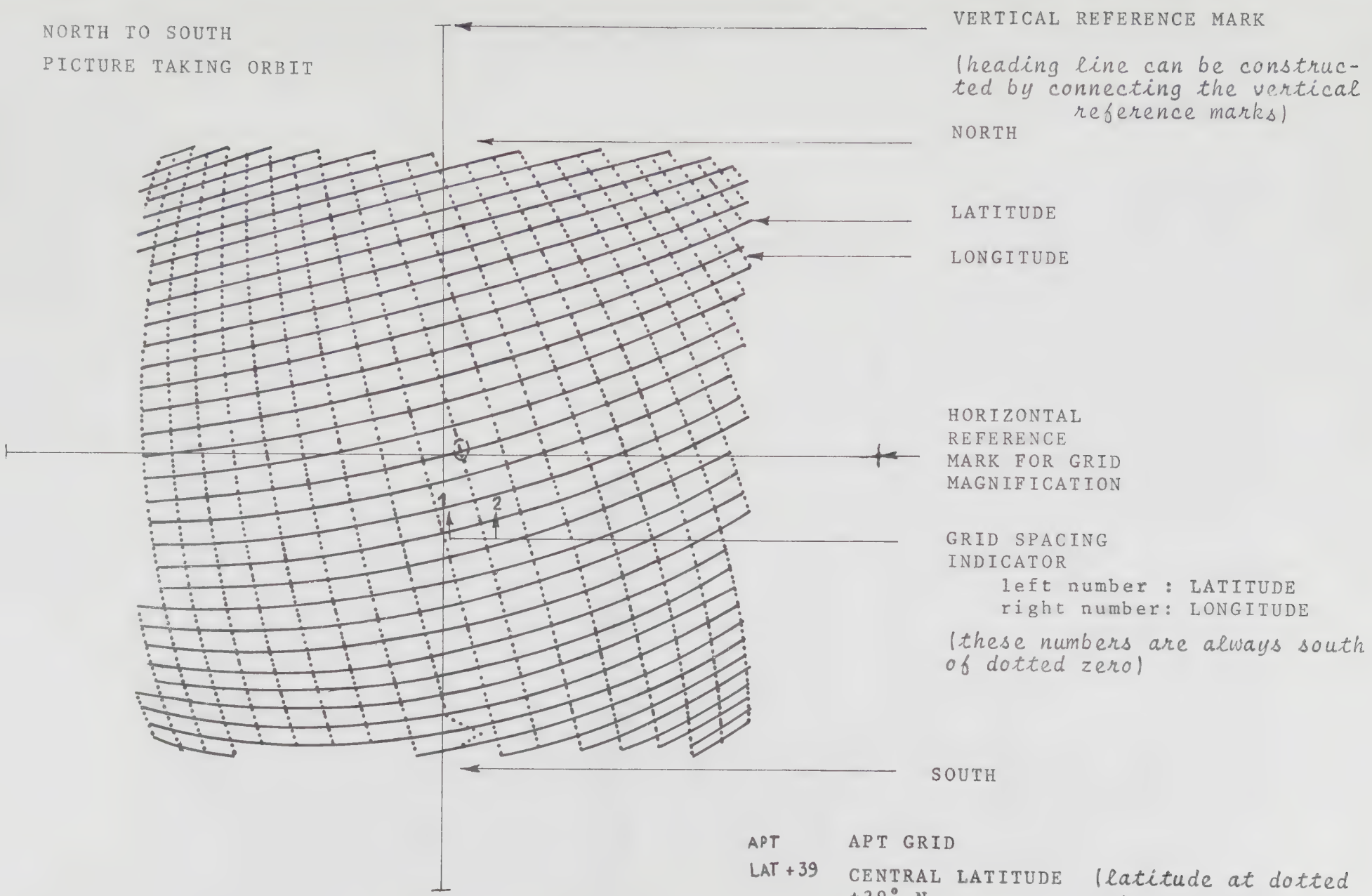


Fig. 15 - GRILLE AMERICAINE

été calculées aux Etats-Unis par le National Environmental Satellite Center et qui peuvent être fournies à toutes les stations d'écoute des satellites APT et, d'autre part, celles qui sont utilisées en France, au CEMS de Lannion. Ces dernières dont le principe de calcul est assez différent de celui des grilles américaines ont été établies afin de permettre un assemblage plus satisfaisant des photographies successives d'une même orbite et des photographies des orbites adjacentes.

I.1.3.1. Les grilles américaines :

a) description :

Les grilles ont été calculées pour un satellite gravitant sur une orbite circulaire de 750 mille Nautiques de rayon (1387,5 km). On a en outre supposé que le satellite est parfaitement stabilisé sur son orbite et que les systèmes optiques et électroniques n'introduisent pas de distorsion.

Chaque grille est calculée pour une latitude parfaitement déterminée et, comme l'inclinaison du plan orbital sur le plan équatorial est constante, la grille est valable quelle que soit la longitude du sous-point. Pour chaque latitude il existe deux grilles : l'une correspond aux photographies prises par les satellites qui abordent la zone terrestre éclairée en se dirigeant vers le pôle sud (cas des satellites de la série ESSA), l'autre à celles qui sont transmises par des satellites qui traversent l'équateur en direction du nord (cas des satellites NIMBUS).

Les grilles sont fournies sur des films en 35 mm. Quatre marques fiducielles (voir figures15) permettent d'adapter ces grilles aux images reçues du satellite, par simple agrandissement photographique.

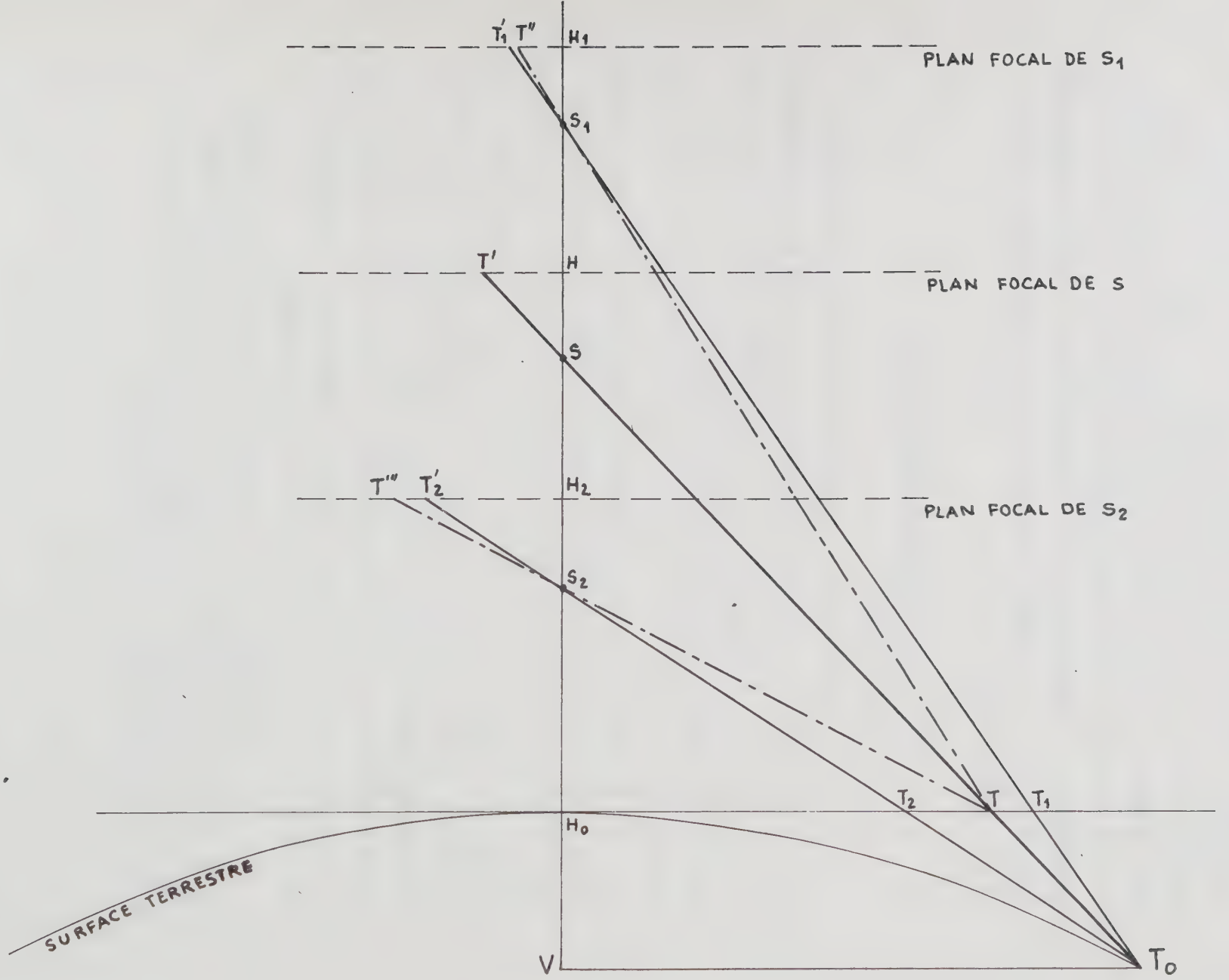


Fig. 16 - Utilisation des grilles pour diverses valeurs de l'altitude du satellite

b) utilisation des grilles pour diverses altitudes du satellite :

. principe : la grille établie pour le satellite S placé à l'altitude h voisine de 1400 km (750 N) établit une correspondance entre des points situés à la surface terrestre et des points images situés dans le plan focal de la caméra. Ainsi au point T_o (figure16) de la surface terrestre correspond le point T' du plan focal. Lorsque le satellite est placé à $h_1 > h$ ou $h_2 < h$, il conviendrait, pour obtenir une solution rigoureuse d'effectuer une nouvelle projection conique de centre S_1 ou S_2 qui à T_o ferait correspondre, respectivement, le point T'_1 ou T'_2. Dans ces conditions, si l'on considère les points T, T_1 et T_2 intersection de la tangente en H_o à la terre avec, respectivement, ST_o, S_1T_o et S_2T_o, on a les relations :

$$H_1T'_1 = HT' \times \frac{h}{h_1} \times \frac{H_oT_1}{H_oT} \quad \text{et} \quad H_2T'_2 = HT' \times \frac{H_oT_2}{H_oT} \times \frac{h}{h_2}$$

En fait, si les points T_1 et T_2 sont suffisamment voisins de T, il est possible de les confondre avec le point T et dès lors les grilles relatives aux satellites S_1 etS_2 peuvent se déduire de celle qui a été calculée pour S, par simple réduction ou agrandissement photographique (rapports $\frac{h}{h_1}$ ou $\frac{h}{h_2}$). C'est la solution adoptée pour les grilles américaines. Sur les grilles correspondant au satellite S sont tracées des marques fiducielles dont l'écartement correspond au champ qu' embrasserait le satellite s'il était placé à une altitude de 1850 km. Connaissant cet écartement pour une photographie prise à l'altitude h de 1400 km, il est aisé de le calculer pour des photographies prises à des altitudes

différentes h_1, h_2....h_4 (rapport $\frac{h}{h_1}$, $\frac{h}{h_2}$, $\frac{h}{h_3}$...)
La distance entre les marques fiducielles diminue donc quand l'altitude du satellite croît.

. utilisation pratique : les utilisateurs disposent d'un tableau qui donne pour diverses valeurs du champ de l'objectif et de l'altitude du satellite, l'écartement auquel doivent être portées les marques fiducielles pour que la grille s'adapte à une photographie de format donné (déterminé par la focale équivalente).

. précision obtenue :

L'écart entre la grille exacte (celle qui serait obtenue par projection conique) et la grille réelle (obtenue par similitude) est représenté par la distance $T_2' T''$ ou $T_1' T''$ (figure 16) ou, ce qui revient au même, par la distance $T_2 T$ ou $T_1 T$.

L'erreur commise sur l'établissement de la grille est donc égale à :

$$\frac{H_o T_2 - H_o T}{H_o T} \qquad \text{ou} \qquad \frac{H_o T_1 - H_o T}{H_o T}$$

Si h, h +Δ h et h - Δh sont les altitudes correspondant respectivement aux positions S, S_1 et S_2 du satellite et si V est la projection de T_o sur la droite SH_o, nous avons les relations suivantes :

$$\frac{H_o T_2}{H_o T} = 1 - \frac{\nu \cdot \frac{\Delta h}{h^2}}{1 - \frac{\Delta h}{h} + \frac{\nu}{h}} \quad \text{et} \quad \frac{H_o T_1}{H_o T} = 1 + \frac{\nu \cdot \frac{\Delta h}{h^2}}{1 + \frac{\Delta h}{h} + \frac{\nu}{h}}$$

avec $\nu = VH_o = R(1 - \cos \phi)$ où ϕ est l'angle géocentrique correspondant à l'arc $H_o T_o = d$.
Dans ces conditions, en posant :

$$\left(\frac{\Delta T}{T}\right)_2 = \left|\frac{H_o T_2 - H_o T}{H_o T}\right| \quad \text{et} \quad \left(\frac{\Delta T}{T}\right)_1 = \frac{H_o T_1 - H_o T}{H_o T}$$

nous obtenons :

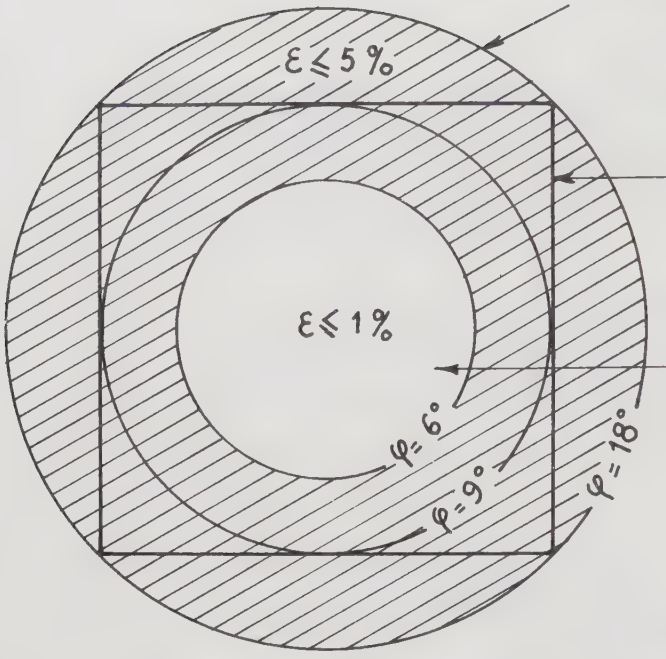
$$\left(\frac{\Delta T}{T}\right)_2 = \frac{\nu \cdot \frac{\Delta h}{h^2}}{1 - \frac{\Delta h}{h} + \frac{\nu}{h}} \quad (6a) \text{ et}$$

$$\left(\frac{\Delta T}{T}\right)_1 = \frac{\nu \cdot \frac{\Delta h}{h^2}}{1 + \frac{\Delta h}{h} + \frac{\nu}{h}} \quad (6b)$$

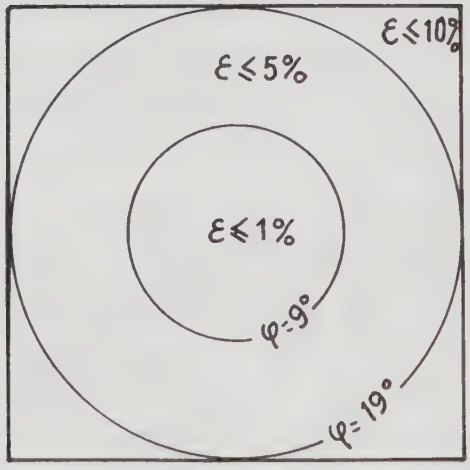
. précision des grilles pour Δh = 400 km : (Fig.17)

Nous avons calculé, pour diverses valeurs de Δh, à quelle distance du sous-point l'erreur commise est supérieure ou égale à ε= 1, 5 et 10 pour cent et nous avons déterminé les zones du plan image à l'intérieur desquelles l'erreur de grille est inférieure ou égale à ces différents pourcentages (voir calcul en annexe) avec les hypothèses suivantes : h = 1400 km et R = 6370 km, nous avons obtenu les résultats présentés dans le tableau ci-dessous :

h_2= 1000 km				h_1= 1800 km			
$\varepsilon \leq$	1%	5%	10%	$\varepsilon \leq$	1%	5%	10%
ϕ deg $\leq$	6°	15°	24°	$\phi \leq$	9°	20°	32°
$d_{km} \leq$	666,6	1666,6	2666,6	$d \leq$	999,9	2222,2	5555,5



h = 1000 km



h = 1800 km

PRECISION DES GRILLES POUR $\Delta h = \pm$ 400 km

Fig. 17

Ce tableau montre que lorsque le satellite est placé à 1800 km d'altitude, la grille a une précision de 1% sur une calotte terrestre de près de 1000 km de rayon, alors que pour une altitude de 1000 km, cette précision n'est atteinte qu'à l'intérieur d'une calotte de 670 km de rayon

Cependant, si on considère le cas d'une photographie prise à l'altitude de 1000 km avec un objectif de 108°, le calcul montre que la précision de 1% est atteinte à l'intérieur d'un cercle dont le centre coïncide avec celui de la photographie et dont le rayon est égal aux 2/3 du rayon du cercle tangent aux bords de l'image (voir figure ci-contre). Le cercle limitant la zone à l'intérieur de laquelle la précision est < 5% est le cercle circonscrit à la photographie. Donc, pour cette photographie la précision de la grille est toujours inférieure ou égale à 5%.

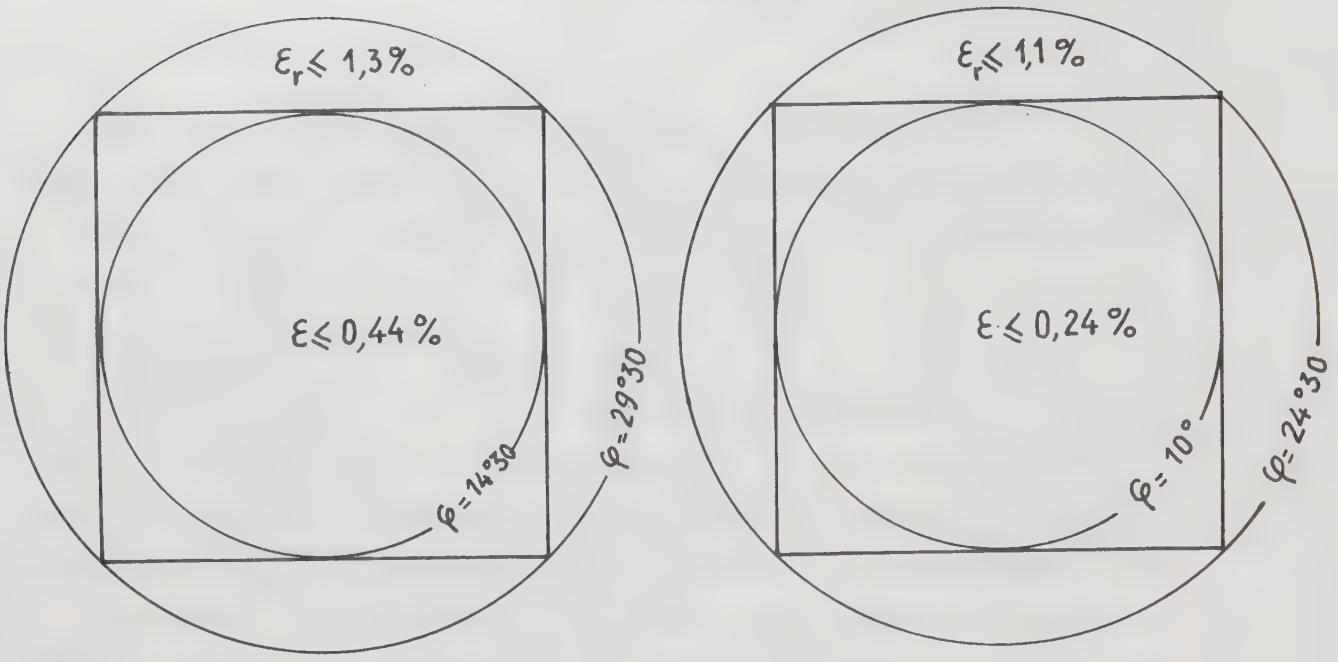
Pour une photographie prise à 1800 km, le même calcul montre que la précision est < 10% à l'extérieur du cercle inscrit dans la photographie, qui elle est < à 5% à l'intérieur de ce cercle et enfin qu'elle est < à 1% dans un cercle dont le rayon est environ égal à la moitié du rayon du cercle précédent.

. <u>précision des grilles pour Δh = 25 et 50 km</u> :

Le calcul a été mené de façon un peu différente. Nous avons évalué pour Δh = 25 km et Δh = 50 km, l'angle géocentrique ϕ correspondant au champ maximal et l'angle géocentrique ϕ_r (cf. §. I.1.2.1 aire photographiée (c)) correspondant au cercle inscrit dans la photographie, puis ε et ε_r relatifs à ϕ et ϕ_r.

Les figures 18-a montrent l'erreur commise en appliquant à un satellite gravitant à une altitude moyenne de 1400 km et dont l'écart entre le périgée et l'apogée est

PRECISION DES GRILLES

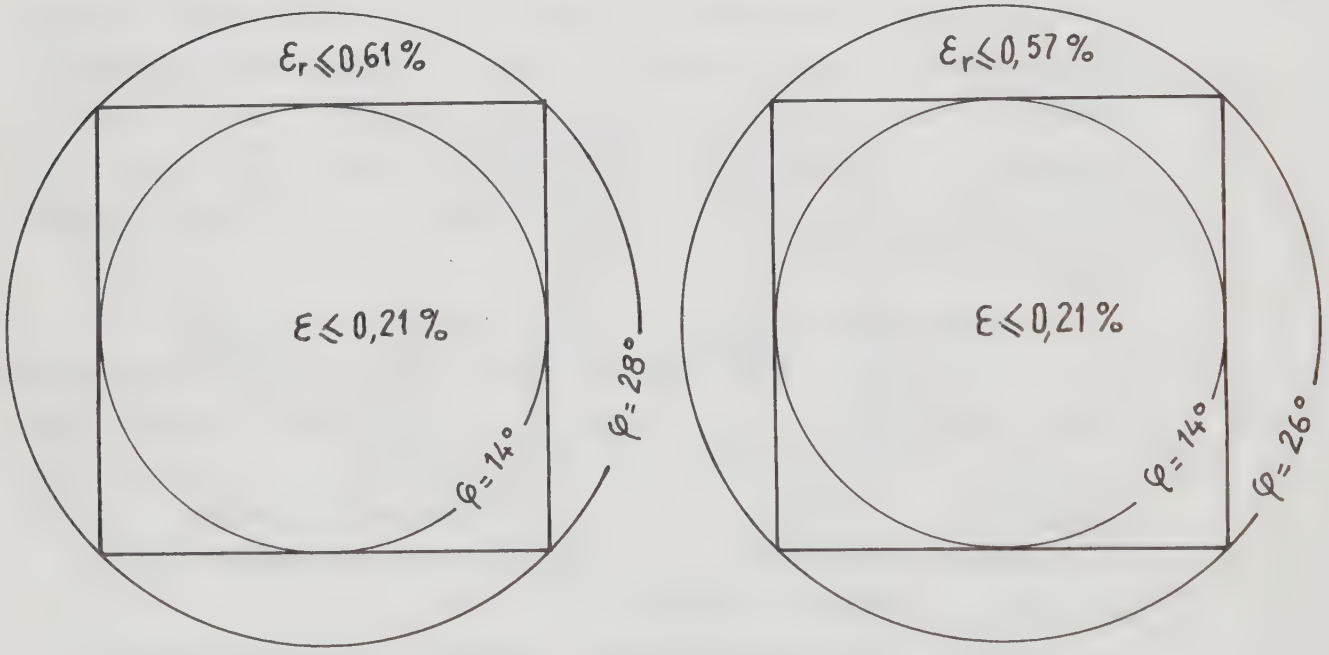


POUR Δh = 50 km

h = 1450 km

h = 1350 km

a



POUR Δh = 25 km

h = 1425 km

h = 1375 km

b

Fig. 18

de l'ordre de 100 km, des grilles déduites par similitude, de celles calculées pour h = 1400 km. Sur les figures 18 -b qui correspondent à Δh = 25 km, on voit que ε est toujours inférieur ou égal à 0,21 sur la majeure partie de la photographie.

cas particulier : utilisation des grilles pour une orbite quasi circulaire :

(écart entre le périgée et l'apogée inférieur ou égal à 50 km).

Si h est l'altitude moyenne du satellite et $h \pm dh$ son altitude réelle, on applique en général sans modification la grille calculée pour l'altitude h. Dans ce cas, l'erreur commise est de l'ordre de $\frac{dh}{h}$ (égale à $\frac{dh}{h \mp dh}$). Les distances mesurées, le seront par défaut si le satellite est à l'altitude h+dh et par excès si son altitude est h-dh. L'erreur commise est environ de 2,5% pour h = 1000 km

1,8 % pour h = 1400 km

1,3 % pour h = 1800 km

c) utilisation des grilles pour une latitude différente mais voisine de celle pour laquelle la grille a été calculée et cotation des méridiens - erreur commise : (Fig.19 et 20)

Les grilles étant calculées pour des latitudes de cote ronde, il n'est généralement pas possible d'appliquer à une photographie la grille qui lui correspond de façon rigoureuse. On choisit la grille calculée pour la latitude la plus proche de celle du sous point et on place la grille de façon que la latitude du sous point par rapport à la grille corresponde à sa latitude réelle. Cela revient donc à décaler le centre de la grille du point principal image, en lui faisant subir une translation parallèlement au méridien passant par le centre de la grille.

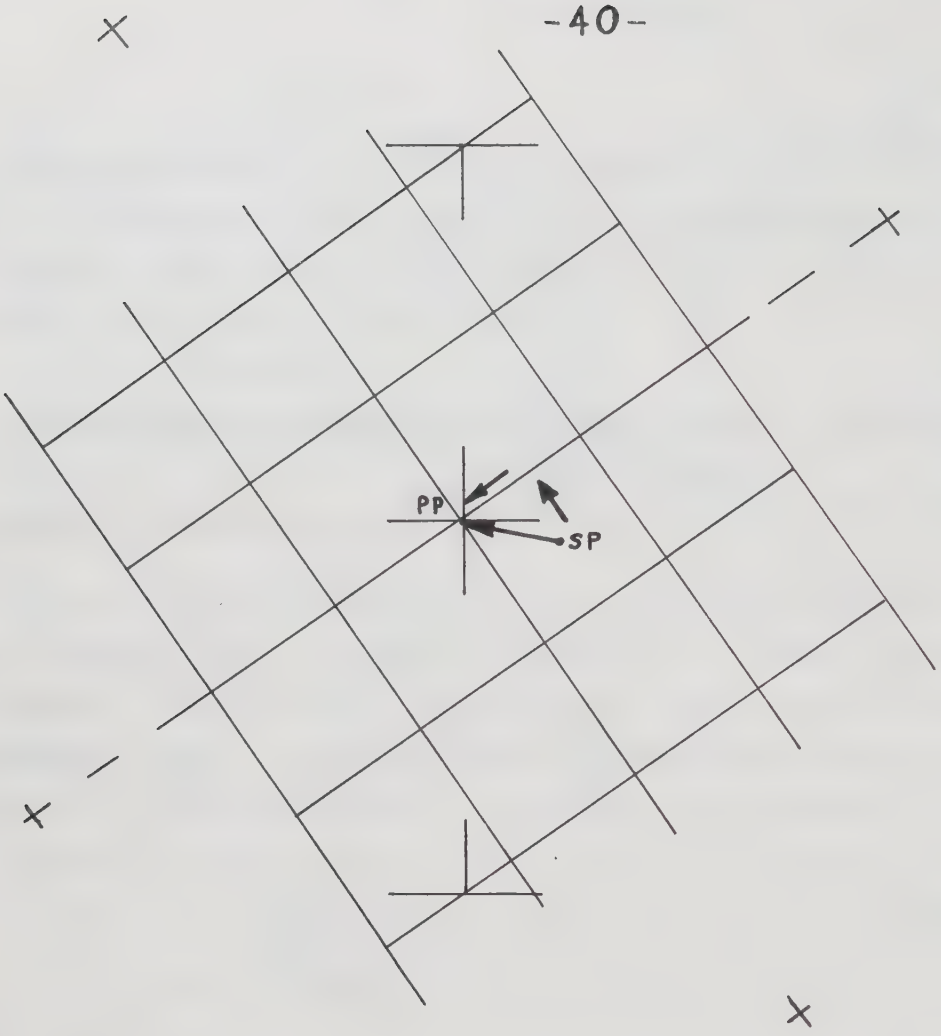


Fig.19- Utilisation des grilles pour une latitude differente de celle par laquelle la grille a été calculée - Cotation des méridiens

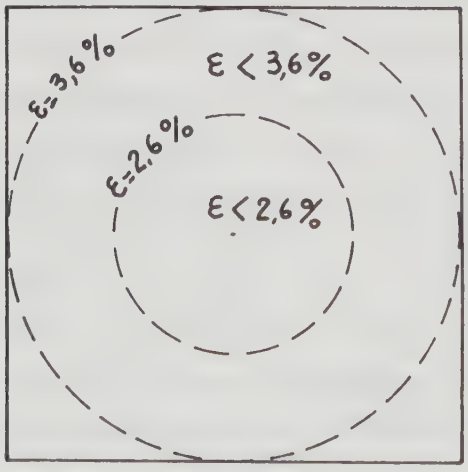


Fig. 20- Erreur due au décalage des grilles en longitude et en latitude

De la même façon, bien que les grilles soient valables quelle que soit la longitude du sous point, on est amené à décaler légèrement le centre de la grille, afin que les méridiens puissent être cotés de façon ronde. On effectue donc une nouvelle translation, mais cette fois, selon la direction du parallèle passant par le centre de la grille.

Ces deux décalages successifs sont au plus égaux à un demi-degré de longitude et de latitude. L'erreur qu'ils entraînent est nulle entre le sous point et le centre de la grille et augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche des bords de la photographie. Le calcul indique qu'à 8,2 cm du centre, sur les droites horizontales et verticales situées dans le plan de la photographie et passant par le centre de celle-ci, l'écart n'est pas supérieur à 2 mm (dans les angles il n'excède pas 3 mm), ce qui représente, avec les hypothèses envisagées satellite à l'altitude h = 1400 km) et focale équivalente f_c = 8,2 cm une précision supérieure à 3,6 % à l'intérieur du cercle inscrit dans la photographie.

I.1.3.2. Les grilles françaises[≠]:

a) principe :

Les grilles calculées par le CEMS de Lannion ont été concues dans le but de permettre un assemblage commode de 3, 6 ou 9 photographies successives. Pour obtenir un carroyage géographique continu d'une photographie à l'autre, la projection du graticule a été effectuée sur le cylindre tangent à la terre et d'axe perpendiculaire au plan orbital (voir figure 21)

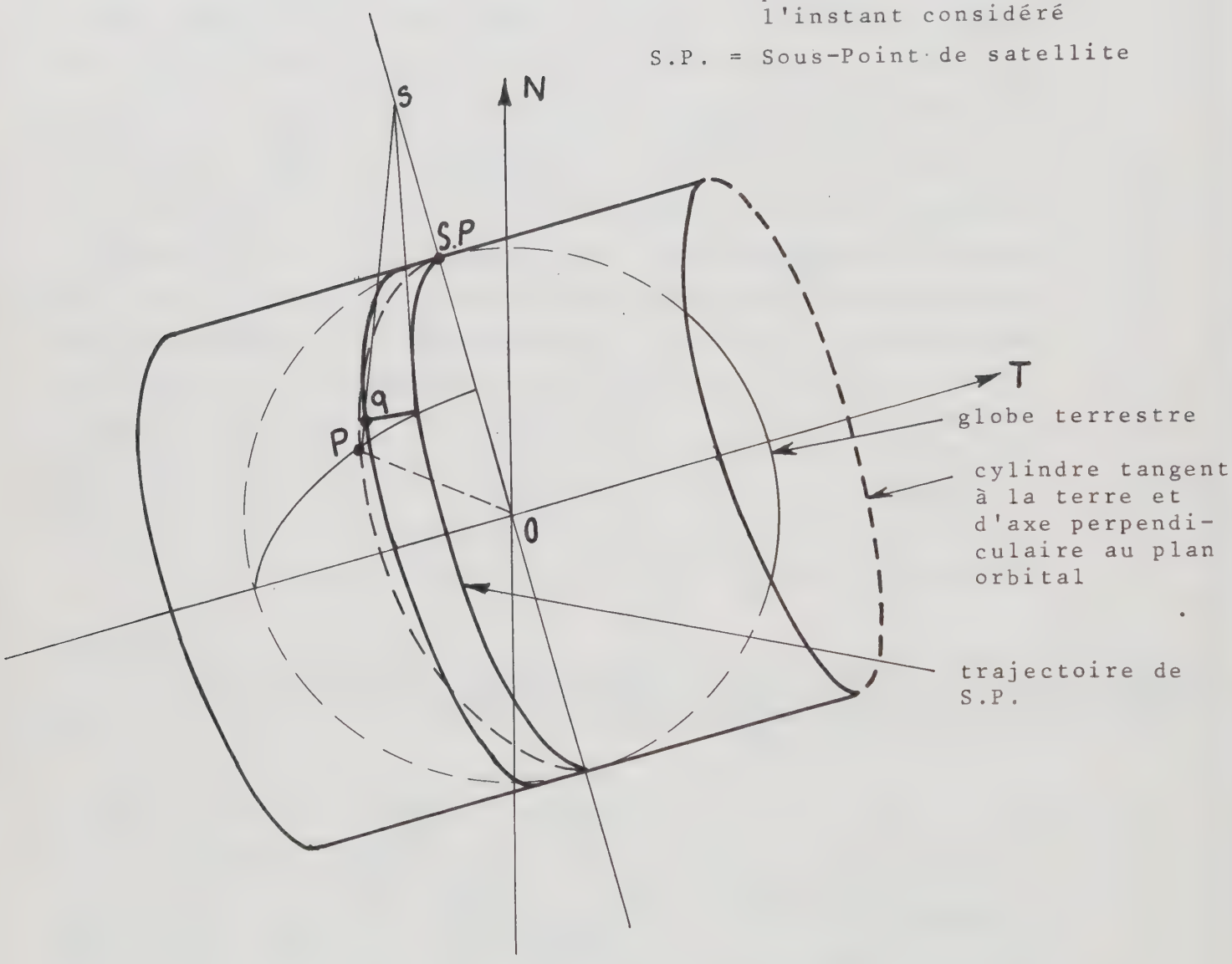
[≠] Météorologie Nationale EERM/MS- CEMS-LANNION, 1970

$\overrightarrow{OT}$ = normale au plan orbital

$\overrightarrow{ON}$ = direction du Nord

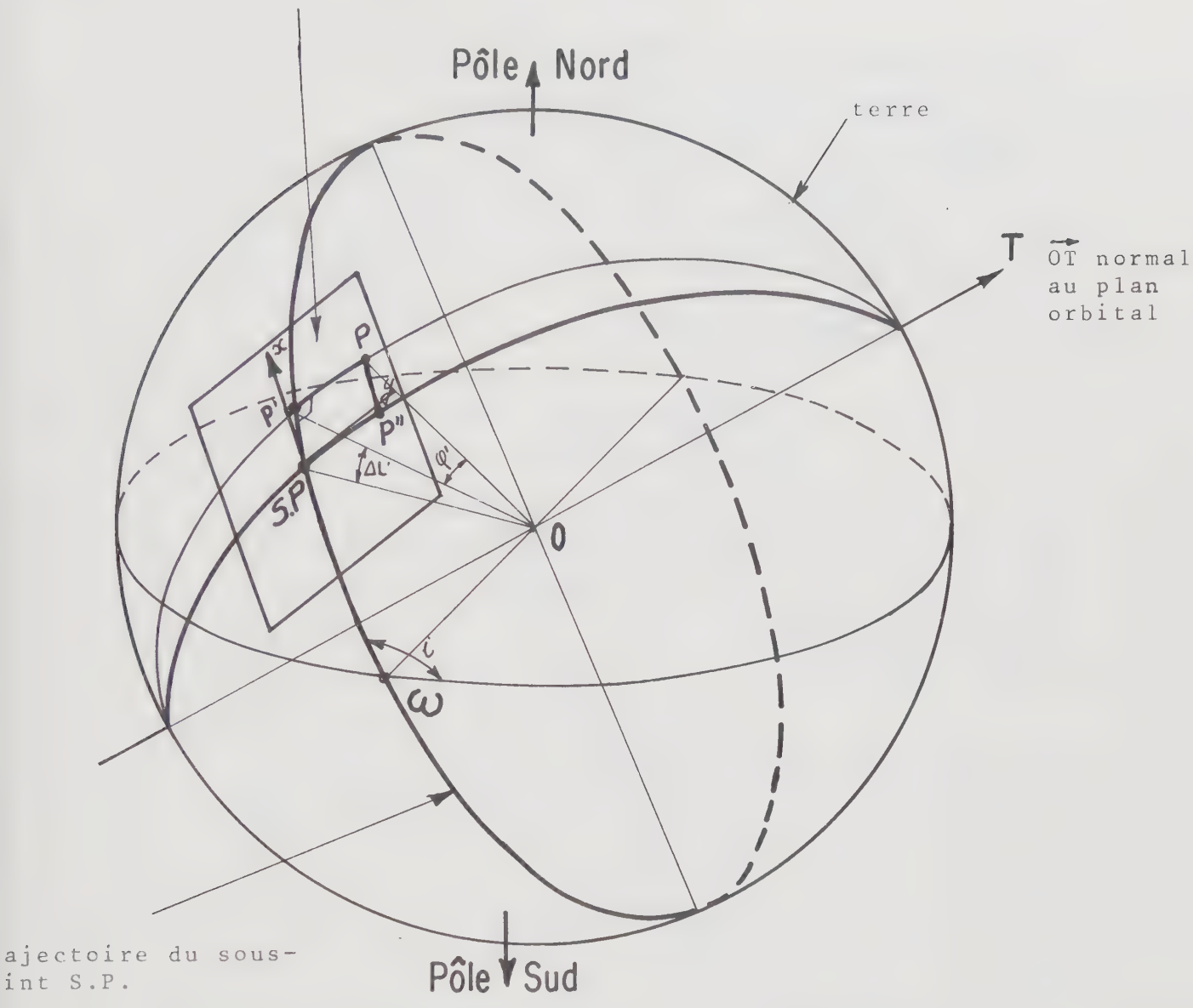
S = position du satellite à l'instant considéré

S.P. = Sous-Point de satellite



Principe : Au point P situé sur la terre on fait correspondre le point q du cylindre tangent à la terre et d'axe perpendiculaire au plan orbital tel que q soit le point d'intersection de la droite SP et du cylindre.

Fig.21 - GRILLES FRANÇAISES



angle i = inclinaison du plan de l'orbite sur le plan de l'équateur

ω = noeud ascendant

P = point quelconque sur la terre

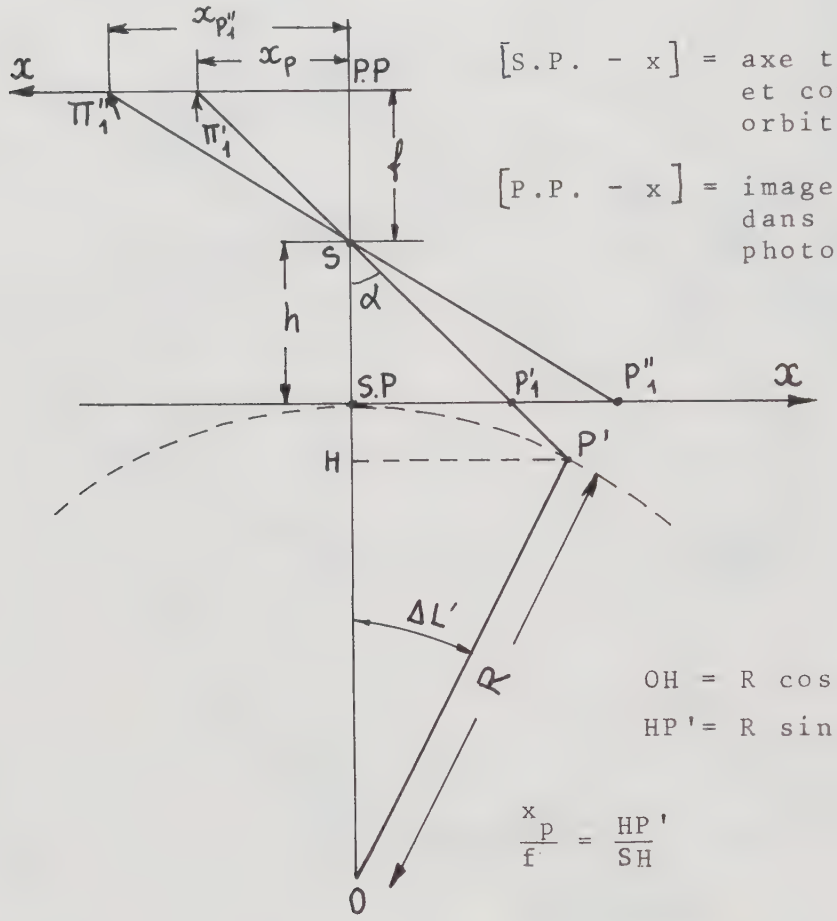
$\overrightarrow{S.P.-x}$, $\overrightarrow{S.P.-y}$ = axes rectangulaires contenus dans le plan tangent en S.P., et respectivement tangents à la trajectoire du Sous-Point et au grand cercle normal à celle-ci.

Fig.22 - Calcul des grilles francaises
grands cercles terrestres de référence.

Coupe réalisée dans le plan orbital

O = centre de la terre

S = position du satellite



[S.P. - x] = axe tangent à la terre et contenu dans le plan orbital

[P.P. - x] = image de [S.P. - x] dans le plan de la photographie

$$OH = R \cos \Delta L'$$

$$HP' = R \sin \Delta L'$$

$$\frac{x_p}{f} = \frac{HP'}{SH}$$

$$\frac{x_p}{f} = \frac{R \sin \Delta L'}{R+h-R\cos \Delta L'} = \frac{\sin \Delta L'}{1+\frac{h}{R} - \cos \Delta L'}$$

$$x_p = \frac{f \sin \Delta L'}{1 + \frac{h}{R} - \cos \Delta L'}$$

Fig. 23 - GRILLES FRANÇAISES

Calcul des coordonnées dans le plan de la photographie d'un point P de la surface terrestre.

b) calcul de la grille :

. coordonnées d'un point par rapport au sous point : Pour évaluer les coordonnées terrestres d'un point quelconque P (voir figure 22) par rapport au sous point S.P. , on prend, sur la terre les 2 cercles de références définies comme suit :

(1) le cercle d'intersection du plan orbital avec la terre ;
(2) le grand cercle passant par le sous point et perpendiculaire au précédent.

Le premier peut être considéré comme un nouveau cercle équatorial le long duquel seront mesurées les longitudes à partir du méridien origine qui n'est autre que le cercle (2). Dans ces conditions, les nouvelles coordonnées de P seront ΔL (longitude = arc P' S.P.) et ϕ' (latitude = arc P'SP mesurée le long du cercle (2).

Dans le plan de la photographie, l'image du point P sera repérée par rapport à deux axes rectangulaires Ox et Oy passant par le centre de la photographie et tels que Ox soit compris dans le plan orbital et Oy lui soit perpendiculaire. La figure 23 tracée dans le plan orbital donne les éléments nécessaires au calcul de la coordonnée x_p de l'image de P.

Si f est la distance focale du système optique, h l'altitude du satellite, R le rayon terrestre et $\Delta L'$ la latitude de P dans le nouveau système de coordonnées terrestres, on obtient la relation :

$$(7) \qquad x_P = \frac{f \sin \Delta L'}{1 + \frac{h}{R} - \cos \Delta L'}$$

La coordonnée y_p de l'image du point P peut être obtenue de façon analogue en se plaçant dans le plan perpendiculaire au

Fig_24b

CENTRE D'ÉTUDES MÉTÉOROLOGIQUES SPATIALES - LANNION

section calcul

ALTITUDE : 1450 KM

INCLINAISON : 101 4

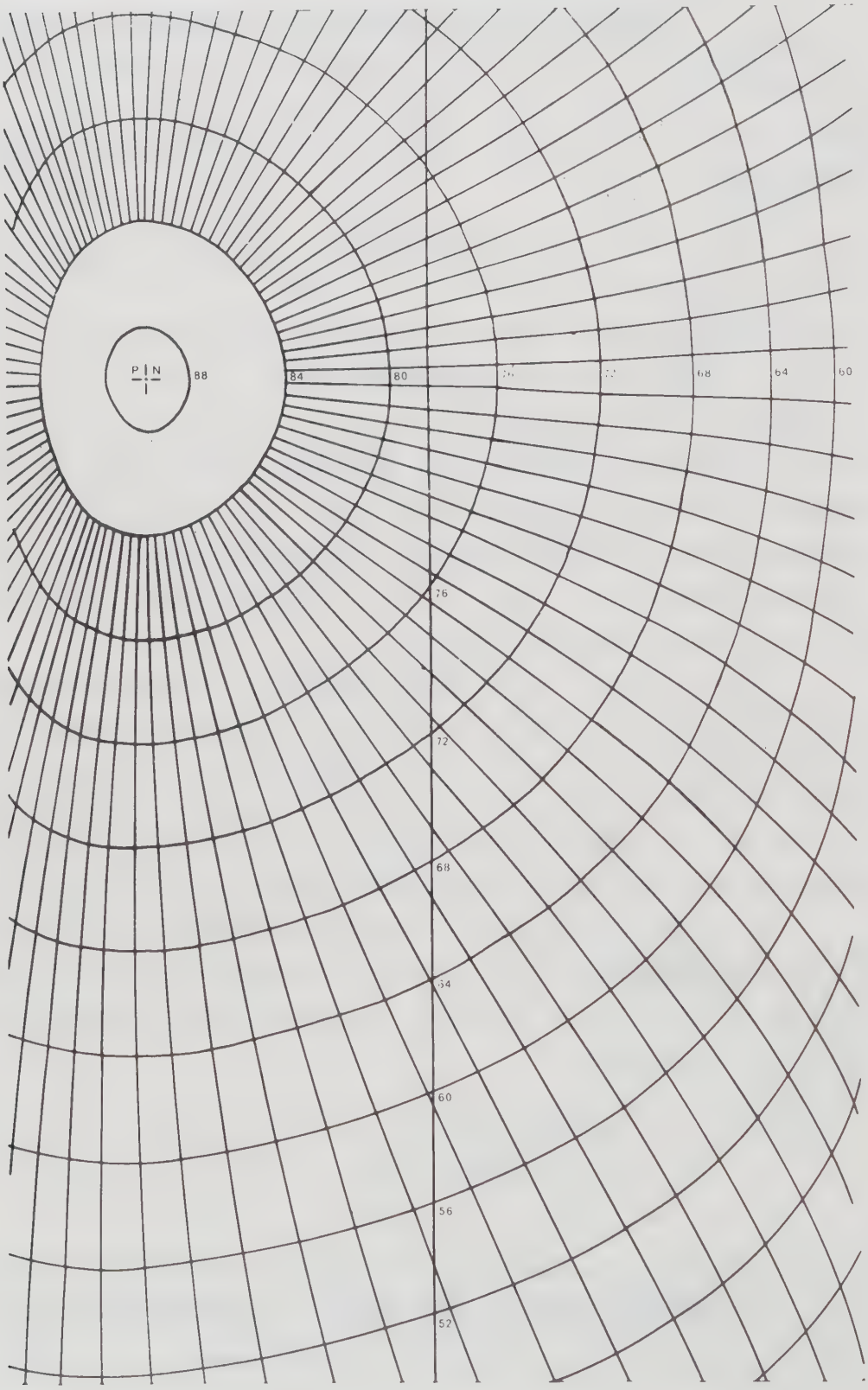


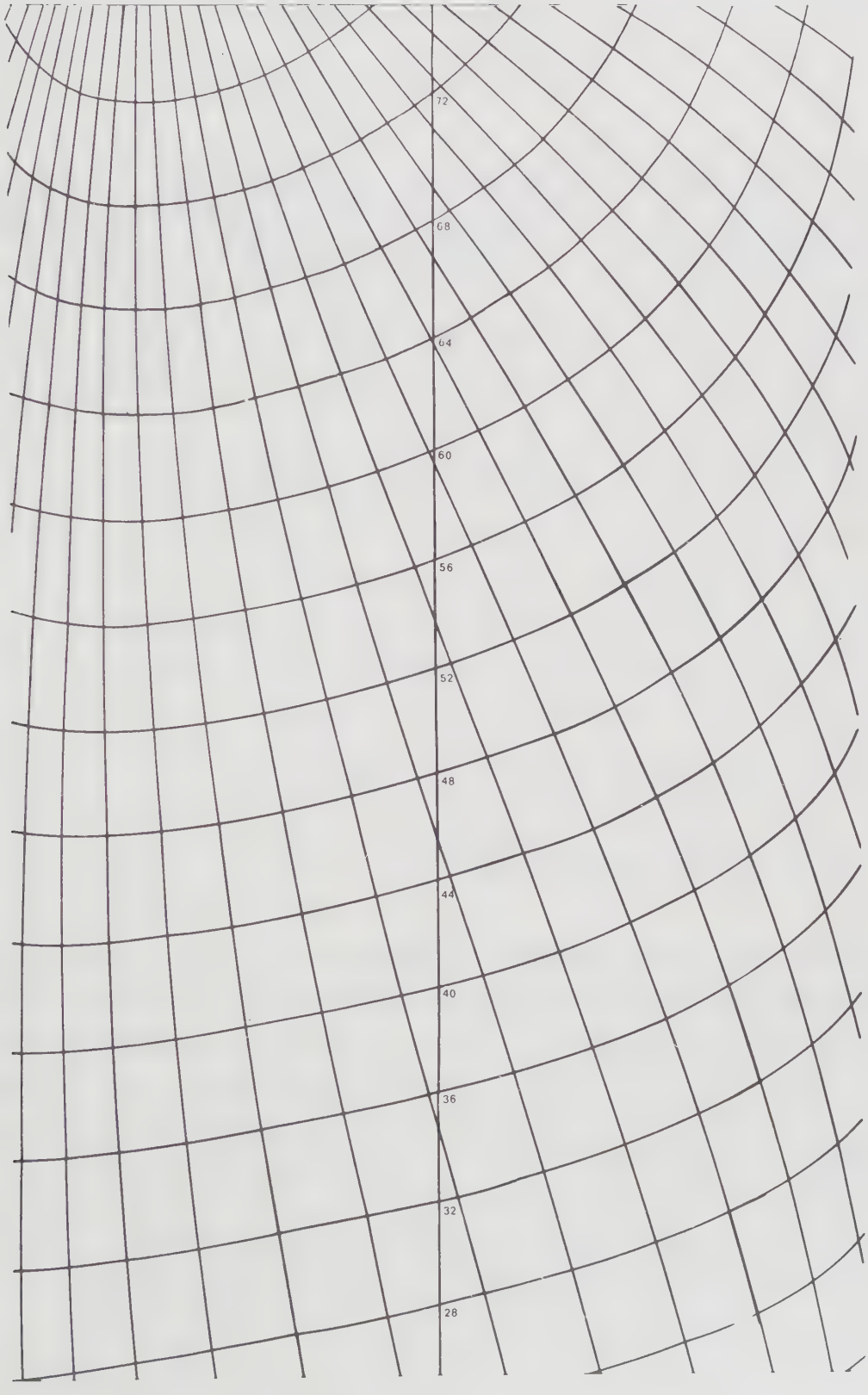
Fig - **24** a

CENTRE D'ÉTUDES MÉTÉOROLOGIQUES SPATIALES - LANNION

section calcul

ALTITUDE : 1450 KM

INCLINAISON : 101 4



précédent et passant par S.P.. Alors, si ϕ' est la latitude de P, on trouve :

$$(8) \quad y_P = \frac{f \sin\phi'}{1 + \frac{h}{R} - \cos\phi'}$$

. projection du graticule sur le cylindre tangent à la sphère terrestre et d'axe perpendiculaire au plan orbital :

Comme pour les photographies d'ESSA et NIMBUS, les angles ϕ' et $\Delta L'$ ont une valeur inférieure à 15° (voir figures 22 et 23) le C.E.M.S. de Lannion a fait le choix d'une approximation sur le calcul de x_P, tout en conservant la formule rigoureuse pour celui de y_P.

Les formules utilisées sont les suivantes :

$$(7a) \quad x_P = \frac{f.R}{h} . \Delta L' \qquad (\sin\Delta L' \sim \Delta L' \text{ et } \cos\Delta L' \sim 1)$$

$$(7b) \quad y_P = \frac{f.\sin\phi'}{1 + \frac{h}{R} - \cos\phi'}$$

L'approximation sur x_P revient à écrire que :

$$\frac{x_P}{f} = \frac{R.\Delta L'}{h} = \frac{\text{arc } [P'SP]}{h}$$

C'est-à-dire à confondre le segment $[P'_1 - S.P.]$ avec l'arc $[P' - S.P.]$, ou encore à projeter le point P sur le cylindre tangent à la terre et d'axe perpendiculaire au plan orbital, au lieu de projeter sur le plan tangent à la terre en SP.

Si nous développons le cylindre de façon que sa surface vienne se confondre avec le plan tangent à la terre en SP, le point P' vient se placer en P''_1 et l'erreur commise sur le calcul de la grille est représentée par la longueur du segment $P'_1 P''_1 = E$ ou du segment $\pi'_1\pi''_1 = e = \frac{f}{h}.E$ on aura donc :

$$e = \frac{f}{h} R\Delta L' - x_p$$

et si l'on admet que e est proportionnel à $\Delta L'$ on pourra poser $e = \varepsilon.\Delta L'$ et

$$x_p = (\frac{f}{h} R - \varepsilon)\ \Delta L' \qquad (7c)$$

Ce coefficient ε a été choisi de façon empirique de façon à améliorer la précision quand $\Delta L'$ est assez grand, sans toutefois s'éloigner trop de la grille rigoureuse pour les faibles valeurs de $\Delta L'$. On lui a attribué la valeur 3 pour les grilles couramment employées pour les satellites ESSA (bibliographie p.) x_p est alors fonction linéaire à $\Delta L'$, même pour des valeurs de $\Delta L'$ relativement grandes et il est alors possible d'appliquer à l'ensemble de la bande photographiée par le satellite au cours d'une même orbite. Si l'on compte la latitude à partir du noeud ascendant (ω sur la figure 22), il sera possible d'écrire $x = k.L'$ (7d) où L' est la latitude de P comptée à partir de N.A. et $k = \frac{f}{h} R - \varepsilon$. On peut donc calculer ainsi une grille continue pour les différentes latitudes successivement survolées par le satellite (voir grilles)

. <u>estimation de l'erreur commise</u> :

Les approximations faites sur le calcul de x entraînent, sur une photographie, des erreurs qui sont représentées graphiquement sur les figures 25 et 26 .
Sur la première de ces figures, l'erreur commise est représentée en intensité et en direction par les vecteurs dessinés tous les deux centimètres le long de l'axe PP-x. Sur la seconde (figure 26) sont tracées les lignes d'égale erreur cotées en cm. La figure 27 permet de comparer pour un sous point de 52° de latitude, la grille calculée à l'aide des formules

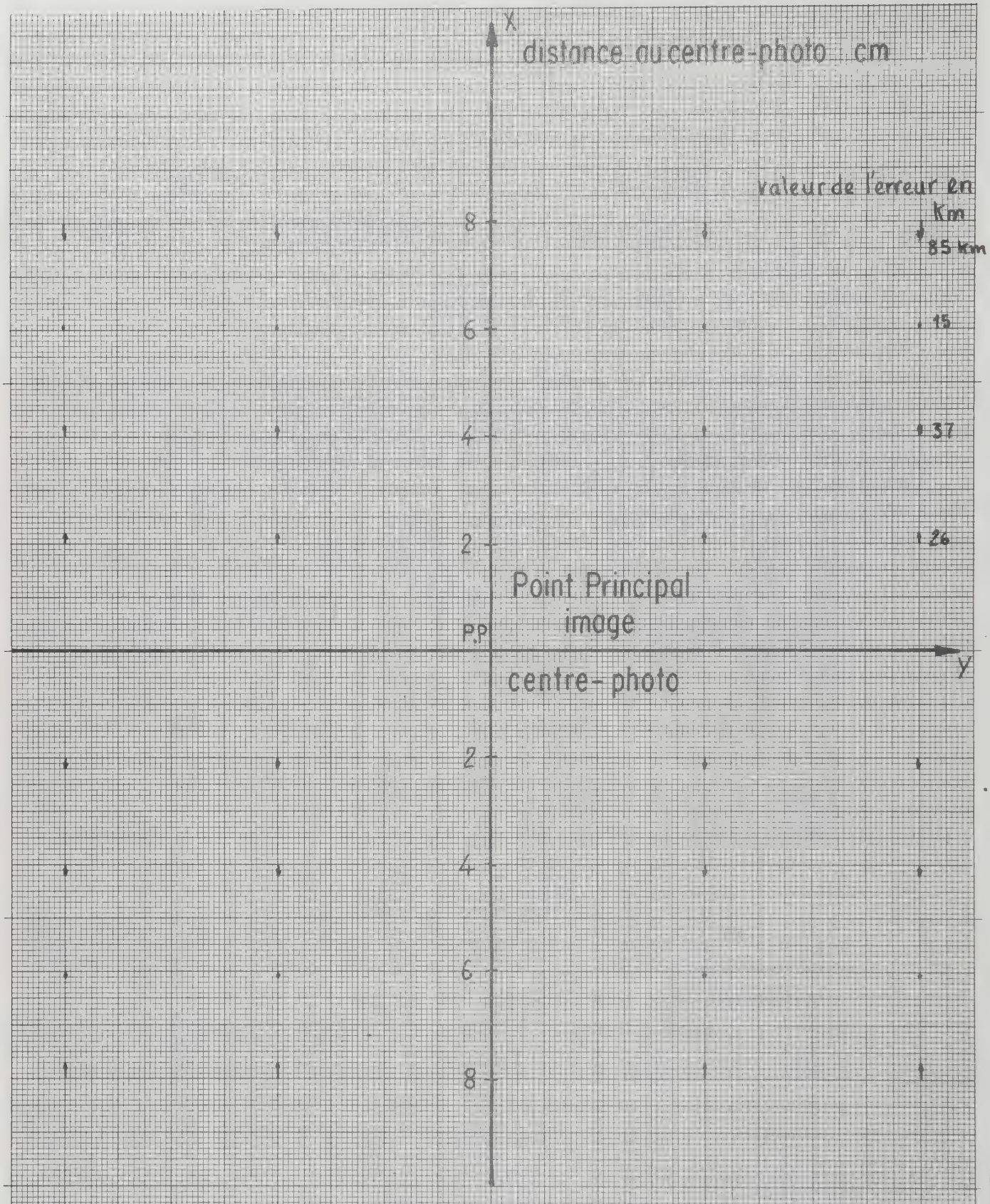


Fig.25 - CALCUL DES GRILLES FRANÇAISES

Erreur introduite par l'approximation $x = k\,L'$ ($h = 1400$ km, $f = 8{,}2$ cm)

A 4 cm du centre, le point grille réel devrait être éloigné de 2 mm pour correspondre au point grille rigoureux, ce qui entraîne, sur la terre, une erreur de 37 km.

(Calcul C.E.M.S. Lannion)

LES PAPIERS CANSON - FRANCE

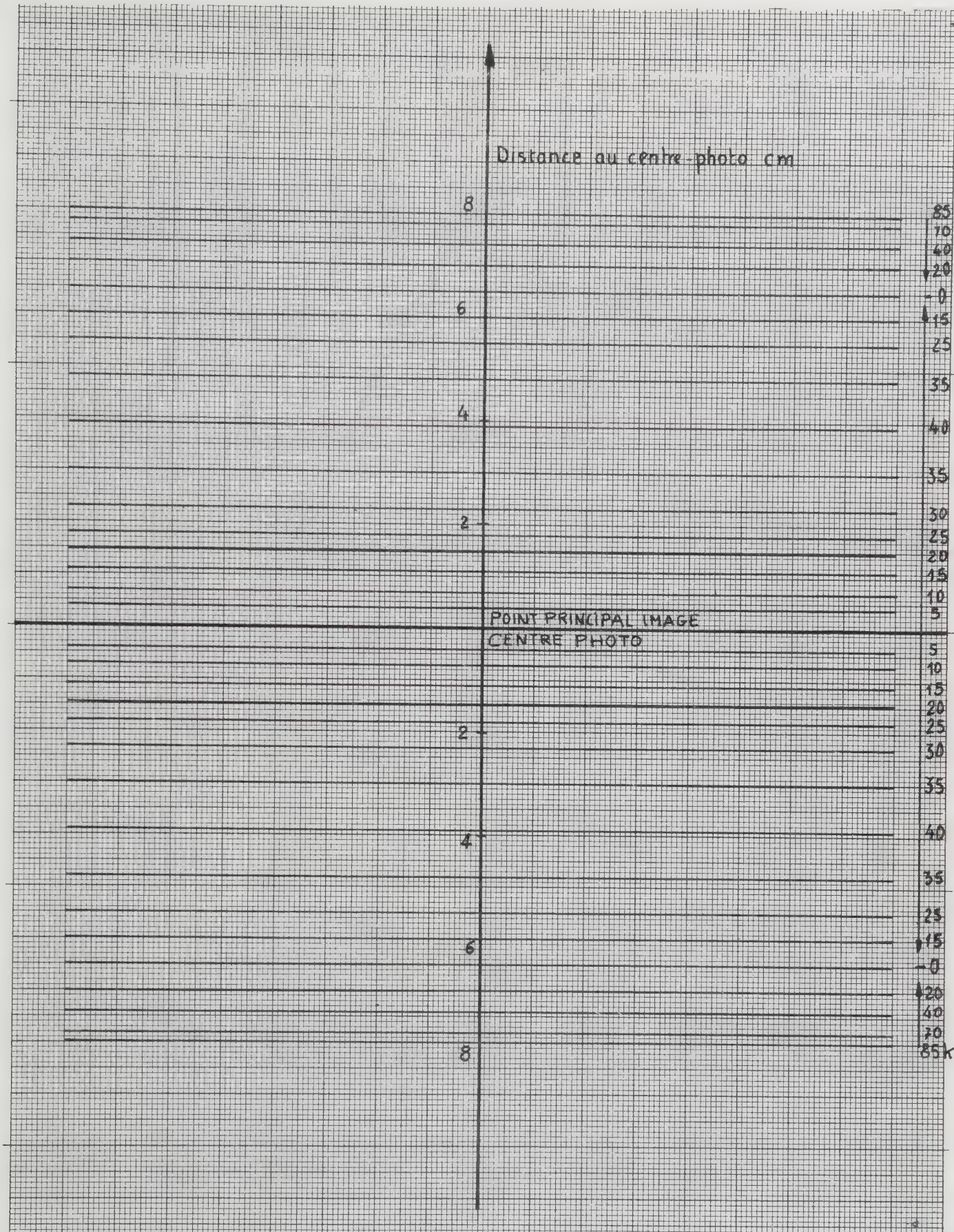
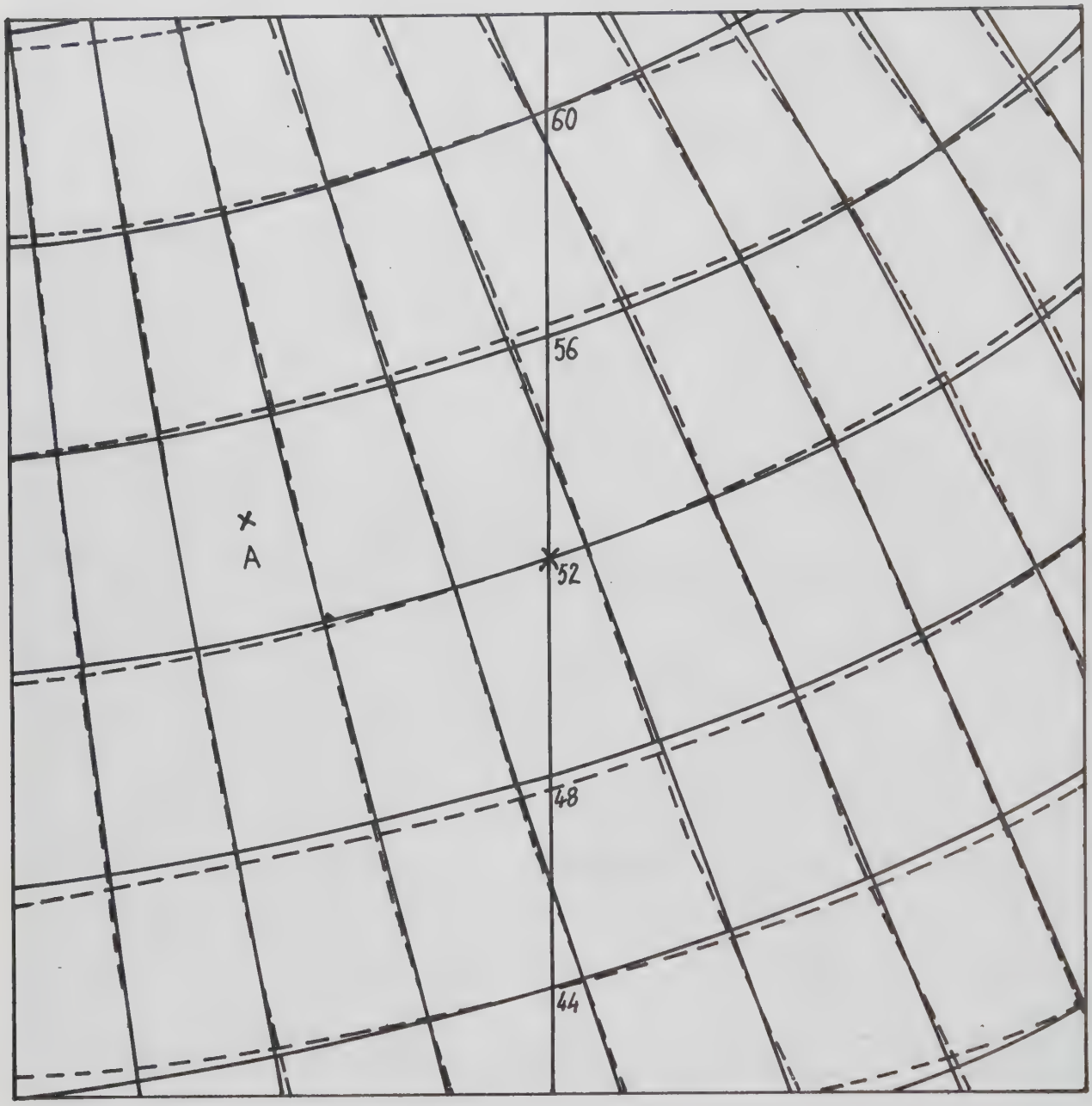


Fig. 26 - Calcul des grilles françaises

Erreur introduite par l'approximation $x = k\,t'$

lignes d'égale erreur

LES PAPIERS CANSON - FRANCE



grille non corrigée

grille corrigée

Fig.27 - Erreurs introduites par l'approximation $x = k.L'$

7d et 8 et la grille corrigée, obtenue en tenant compte des diagrammes d'erreur. Dans ce cas particulier, si l'on évalue, dans le rectangle A de la figure 27 où la différence entre la grille réelle et la grille corrigée est précisément importante, l'erreur due à l'utilisation de la grille réelle pour la mesure d'une longueur comptée le long d'un méridien, on trouve un écart de 6,6 % par excès.

c) utilisation des grilles pour diverses altitudes du satellite :

Les grilles ont été calculées de 50 en 50 km pour des altitudes comprises entre 1100 km et 1450 km. L'altitude du satellite étant connue à 10 km près, il n'y a jamais plus de 30 km d'écart entre l'altitude pour laquelle a été calculée la grille que l'on utilise et l'altitude réelle du satellite. L'erreur entraînée par l'utilisation d'une grille calculée pour une altitude h voisine de celle h $\pm$ dh du satellite est, comme nous l'avons vu dans le cas des grilles américaines (cf. §. I.1.3.1.b utilisation des grilles pour Δh = 25 km) de l'ordre de $\frac{dh}{h}$, c'est-à-dire comprise entre 1,3 et 2,5%.

d) cotation des méridiens :

La trajectoire du sous point est représentée dans le plan de grille, par la droite joignant les deux marques de référence verticale et passant par le centre de la grille. En toute rigueur, le sous point devrait donc être placé sur cette droite, mais comme cela conduirait à une cotation non ronde des méridiens voisins, on adopteen pratique la solution qui consiste à placer le sous point à droite ou à gauche de sa trajectoire réelle de sorte que les méridiens puissent être cotés de façon ronde et paire . La limite supérieure de

l'erreur ainsi commise croît comme nous l'avons prouvé pour les grilles américaines du centre de la photographie (où elle est pratiquement négligeable) aux bords où elle peut atteindre 2,5 à 3,7 %.

I.1.3.3. Autres sources d'erreur dans la restitution géographique des images :

Pour l'établissement des deux types de grilles précédemment décrits, deux hypothèses principales ont été faites :

(a) les coordonnées du sous point sont parfaitement connues ;

(b) il n'y a pas de distorsions optiques et électroniques

En fait, les coordonnées du sous point ne sont connues qu'avec une certaine imprécision qui provient d'une part de l'incertitude sur la position exacte du satellite au moment de la prise de vue, d'autre part des erreurs d'attitude du satellite sur son orbite (cf.§.I.1.1.2). De plus, les déformations optiques et électroniques ne sont pas négligeables (§.I.1.2.4.). Nous allons rapidement examiner l'influence de ces deux sources d'erreur sur la précision de la restitution géographique des images et comparer leur importance à celle des erreurs envisagées dans les paragraphes précédents, erreurs qui découlaient du principe même du calcul des grilles.

a) incertitude sur la position du sous point :

. incertitude sur la position du satellite au moment de la prise de vue :

Les coordonnées du sous point sont calculées à partir des éléments que fournissent les messages quotidiens (éphémerides) de la N.A.S.A. Ces éléments sont obtenus grâce aux mesures réalisées à l'aide d'un réseau de poursuite qui permet de déterminer la trajectoire du satellite et, en particulier, de connaître (à 10 ou 15 secondes près) l'heure de

passage du satellite au noeud ascendant de référence* la longitude de l'orbite de référence, la période orbitale et l'incrément modal. Il est alors possible de calculer, par extrapolation, les coordonnées du satellite aux minutes paires successives des orbites qui sont dans la zone d'acquisition d'une station d'écoute. Une interpolation linéaire permet ensuite d'obtenir les coordonnées des sous points correspondants aux photographies reçues. Les erreurs introduites par les différentes phases de la détermination des coordonnées du satellite sont résumées dans la partie "erreur des éphémérides" du tableau ci-contre.

Enfin, une autre erreur sur l'estimation de la position du sous point peut être imputable à la dérive de la base de temps, c'est-à-dire de l'horloge utilisée à la station. Cette dérive qui peut atteindre 2 secondes par jour entraîne une incertitude de l'ordre de 1/10e de degré sur la position du sous point.

. erreurs d'attitude :

L'angle au nadir (cf.I.1.1.2-c)) est en général négligeable ; il peut cependant atteindre 1° et plus rarement 2°. Le centre de la photographie (P.P. = point principal image) et le sous point ne seront alors pas confondus ; ce dernier se trouve sur une circonférence de centre PP et dont le rayon r est fonction de l'angle au nadir.**

Pour f_c = 8,2 cm et h = 1400 km, on a :

angle au nadir	r (cm) lieu du SP sur la photo	incertitude sur la position du SP (km)
1°	0,14	24
2°	0,28	48
3°	0,43	73

* l'orbite de référence et le noeud ascendant de référence sont respectivement, la première orbite et le 1er passage à l'équateur pour une journée déterminée.

** angle au nadir = angle de la verticale avec l'axe optique de la caméra.

Si l'on applique le centre de la grille sur le point principal de la photographie (en admettant que les coordonnées de centre des grilles sont celles du sous point), on commet une erreur qui sera d'autant plus importante que l'angle au nadir est grand≠.

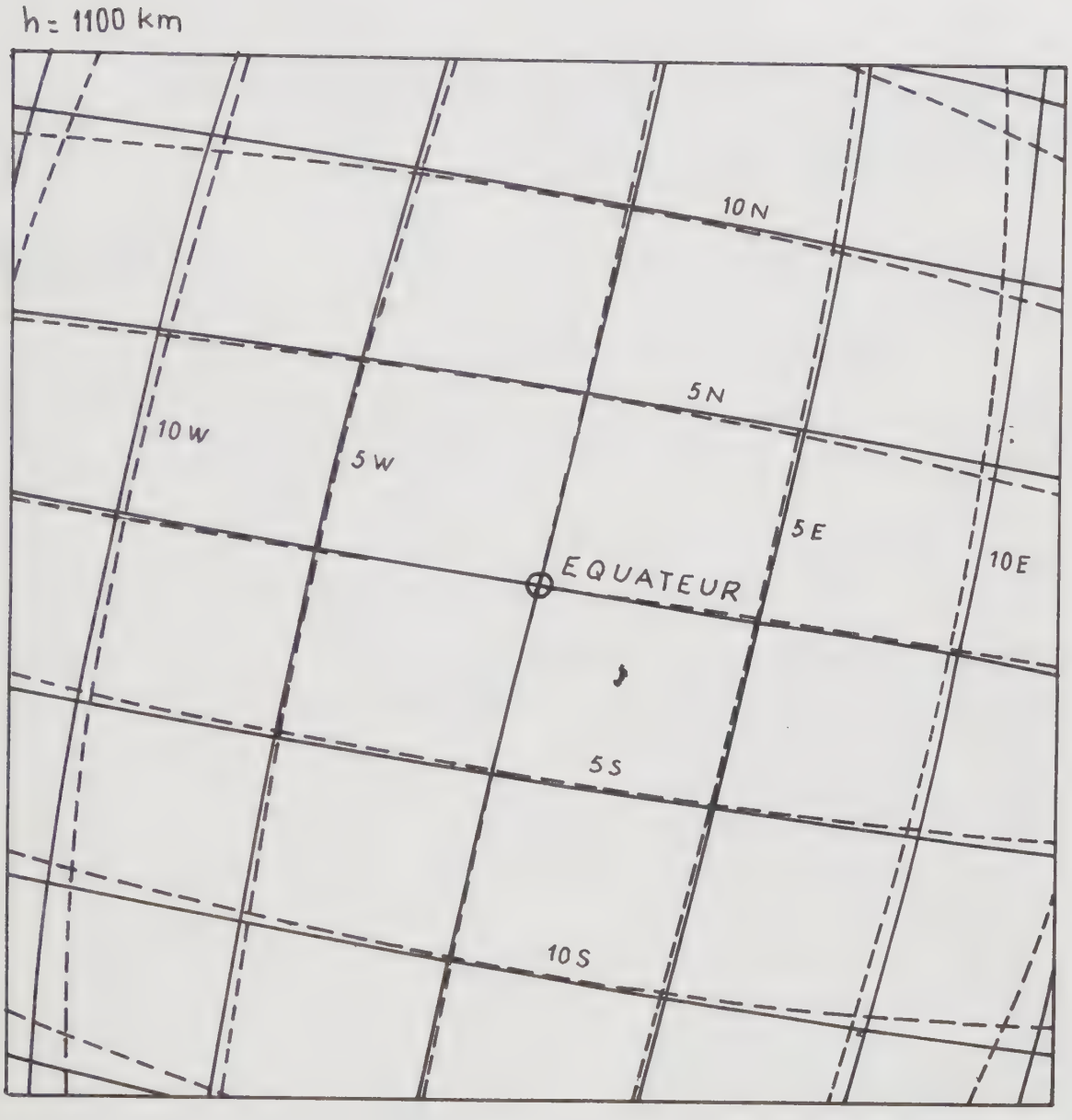
La rotation du satellite autour de la verticale (erreur de lacet) peut atteindre 2 ou 3 degrés. L'erreur commise est de 12 km pour 1° à 36 km pour 3° à mi distance entre le centre et les bords de la photo et de 27 km pour 1° à 70 km pour 3° sur les bords.

b) erreurs dues aux distorsions optiques et électroniques :

La figure 28 permet de comparer une grille ne tenant pas compte des effets de distorsions (trait plein) et une grille corrigée (trait pointillé).

Les erreurs de positionnement dues à la distorsion sont représentées sur la figure 13-b ; les valeurs indiquées sont exprimées en milles nautiques et ont été calculées pour h = 1100 km.

≠ cette erreur peut être réduite, si l'on connaît la position réelle du sous point, en procédant à un décalage de la grille tel que le centre de celle-ci coïncide avec le sous point. En fait on ne connaît généralement ni la valeur exacte de l'angle au nadir, ni la position réelle du sous point par rapport au point principal image.



——— grille ne tenant pas compte de l'effet de distorsion des objectifs

– – – – – grille corrigée

Fig.28 - ERREURS DUES AUX DISTORSIONS OPTIQUES ET ELECTRONIQUES

I.1.4.- Evaluation d'une distance à partir de points pris sur une photographie de satellite. Mesure de la longueur d'onde d'un système nuageux à structure ondulatoire :

Pour évaluer la distance séparant réellement, sur la terre, deux points images vus sur une photographie de satellite, nous avons envisagé deux solutions :

(1) mesure directe, sur la photographie, de certains éléments permettant de calculer ensuite la distance entre les points considérés ;
(2) utilisation, en dépit de leurs imperfections, des grilles de repérage géographique existantes.

I.1.4.1. Evaluation d'une distance par mesure directe

a) principe : soient A et B deux points de la photographie, par exemple, deux points situés respectivement sur la première et la $n^{ème}$ bande d'un système nuageux à structure ondulatoire (voir figure 29-a) L'évaluation de la distance A'B' sur la terre peut être faite à partir de la mesure, sur la photographie des distances $[P.P._A] = x_A$, $[P.P._B] = x_B$ et de l'angle des deux segments de droite $[P.P._A]$ et $[P.P._B]$

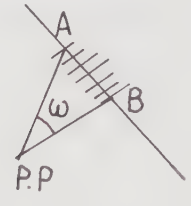


Fig. 29-a

Au triangle P.P. AB situé dans le plan de la photographie, correspond le triangle curviligne S.P. A'B' sur la terre (fig.29-b)

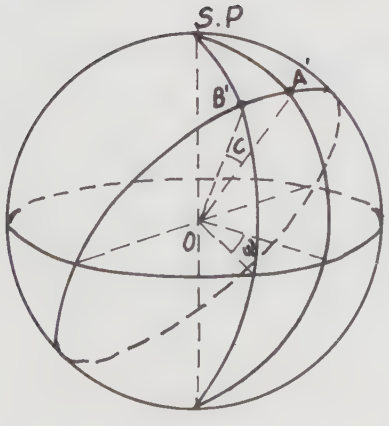


Fig 29 -b

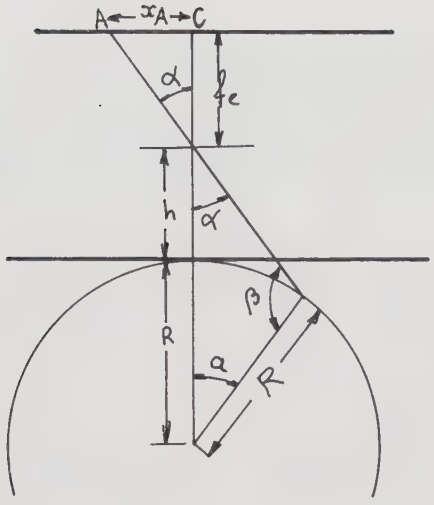


Fig.30

Connaissant x_A, x_B, f_c, h et R, il est possible (fig.**30**) de calculer les valeurs a et b des angles au centre correspondant aux arcs S.P. B' et S.P. A', par la relation :

$$(8)\quad a\ (\text{ou } b) = \arcsin \frac{R+h}{R} \cdot \frac{x_A\ (\text{ou } x_B)}{\sqrt{f_c^2 + x_A^2\ (\text{ou } x_B^2)}}$$

avec :

$$0 \leq \arcsin \frac{R+h}{R} \cdot \frac{x_A\ (\text{ou } x_B)}{\sqrt{f_c^2 + x^2}} \leq \frac{\pi}{2}$$

La mesure de Ψ, qui n'est autre que l'angle que fait entre eux les deux grands cercles passant par S.P. et A' d'une part et par S.P. et B' d'autre part, permet alors de calculer l'angle B'OA' = c (à l'aide de la formule fondamentale de la trigonométrie sphérique) :

$$(9)\quad \cos c = \cos b.\ \cos a + \sin b \sin a.\ \cos$$

La longueur de l'arc B'A' est donnée par l'une ou l'autre des relations suivantes :

$$* \text{ arc B'A'}_{[km]} = R_{[km]} \cdot c_{[radian]} = 111{,}11 . c_{[degrés]}$$

$$(10) \qquad = 1{,}852 .\ c_{[minute]}$$

$$* \text{ arc B'A'}_{[N.m]} = 60 . c_{[minute]}$$

b) précision de la méthode :

L'erreur commise sur l'estimation de c est, d'après la formule (9), fonction de celles commises sur l'évaluation de a, b et Ψ .(Nous supposons R = C^{te} = 6370 km).

. erreur commise sur a et b :

L'erreur da (ou dh) commise sur a (ou b) est (formule 8) fonction de la précision avec laquelle sont connues h, f et x_A (ou x_B). On pourra donc écrire :

$$da = \frac{\partial a}{\partial x}\,dx + \frac{\partial a}{\partial f}\,df + \frac{\partial a}{\partial h}\,dh$$

soit :

$$(11)\quad da = \left\{ \frac{\frac{f^2}{x\,(f^2+x^2)}}{\sqrt{\left(\frac{R}{R+h}\right)^2 \cdot \frac{f^2+x^2}{x^2} - 1}} - \frac{f}{f^2+x^2} \right\} dx \;-\; \frac{1}{(R+h)\sqrt{\left(\frac{R}{R+h}\right)^2 \cdot \frac{f^2+x^2}{x^2} - 1}}\,dh$$

$$+\left\{ \frac{x}{f^2+x^2} - \frac{\frac{f}{f^2+x^2}}{\sqrt{\left(\frac{R}{R+h}\right)^2 \cdot \frac{f^2+x^2}{x^2} - 1}} \right\} \cdot df$$

L'altitude du satellite est connue à 5 km près et la distance focale à 0,5 mm près. Compte tenu du manque de netteté des bords d'un élément nuageux, il est difficile d'évaluer x_A (ou x_B) avec une précision supérieure à 0,2 mm. En adoptant pour dh, df et dx les valeurs que nous venons d'indiquer, nous avons calculé pour une distance focale équivalente de 104 mm et une altitude de 1400 km, les valeurs de $\frac{\partial a}{\partial x}\,dx$,

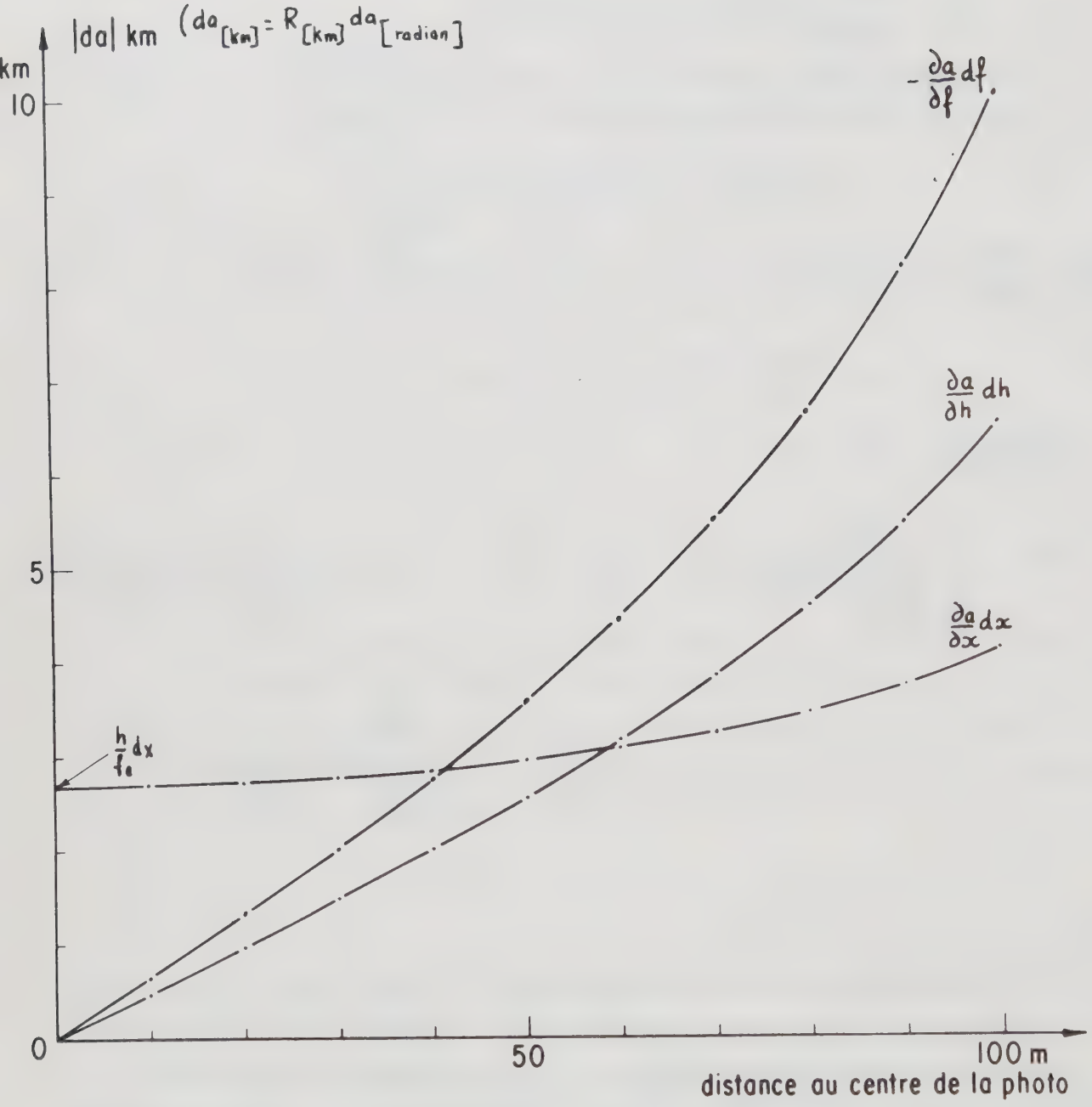


Fig.31 - Evaluation d'une distance par mesure directe, erreur commise sur l'estimation de a (ou b), importance relative des termes :

$\frac{\partial a}{\partial x} dx$, $\frac{\partial a}{\partial f} df$, $\frac{\partial a}{\partial h} dh$: $\left.\begin{array}{l} dx = 0,2 \text{ mm} \\ dh = 5 \text{ km} \\ df_e = 0,5 \text{ mm} \end{array}\right\} > 0$ $\quad f = 104 \text{ mm}$

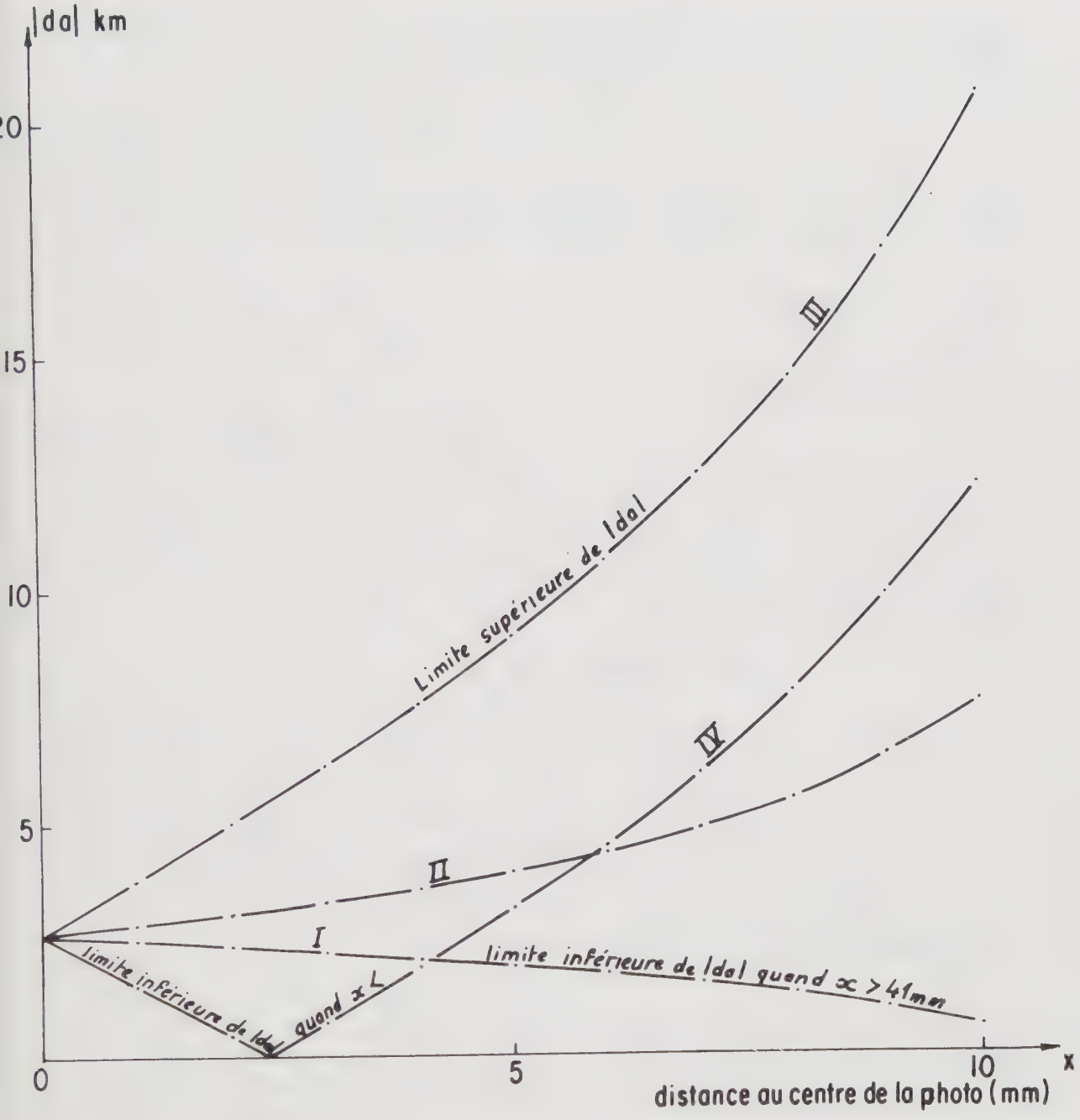


Fig. 32 - EVALUATION D'UNE DISTANCE PAR MESURE DIRECTE

Erreur commise (da) sur l'estimation de a (ou b)

Valeurs de |da| pour dx, dh, df de signes quelconques

$\frac{\partial a}{\partial f}$ df et $\frac{\partial a}{\partial h}$ dh en fonction de la distance x au centre de la photographie.

La figure 31 représente les variations en fonction de x de chacun des termes de da. Nous voyons qu'au voisinage du centre de la photographie l'erreur que l'on peut commettre sur a provient essentiellement de celle qui entache x_A (ou x_B)*.

Sur la figure 32 nous avons représenté les variations de |da| en fonction de x selon que dx, df et dh sont positifs ou négatifs.

L'erreur est peu importante lorsque dh.df > 0 (Elle est toujours inférieure à 2,7 km quand dx.dh.df > 0 et comprise entre 2,7 et 7,6 km lorsque dx/dh.df < 0). Elle est beaucoup plus importante lorsque dh.df < 0 (sa limite supérieure est obtenue dans le cas dx.dh > 0).

. erreur commise sur Ψ :

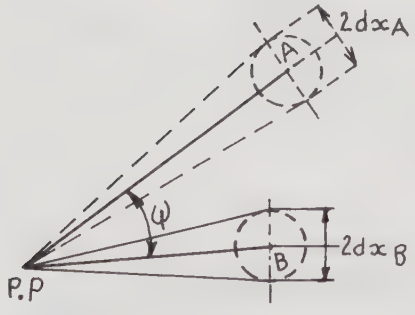


Fig.33

L'erreur commise sur Ψ est liée à l'incertitude sur la position des points A et B. Si dx_A et dx_B sont les rayons des cercles d'incertitude, la limite supérieure de l'erreur sur Ψ est égale à :

$$d\Psi_{[rad]} = \frac{dx_A}{x_A} + \frac{dx_B}{x_B} \qquad (12)$$

soit : $d\Psi_{[km]} = R_{[km]} \cdot d\Psi_{[rad]}$

---

*Remarque : la courbe $\frac{\partial a}{\partial x}$ que nous avons tracée pour f_c = 104mm peut permettre de calculer les valeurs de $\frac{\partial a}{\partial x}$ dx relatives à une photographie prise à une même altitude de 1400 km mais retransmise avec une focale équivalente quelconque. Ainsi, pour f_c = 82 mm, nous déduirons la valeur $da = \frac{\partial a}{\partial x} dx$ à 60 mm du centre en prenant le point d'abscisse $x = 60 \times \frac{1}{k}$ où $k = \frac{82}{104}$ et en multipliant l'ordonnée correspondante par k.

. erreur commise sur c :

Connaissant a, b, Ψ et da, db et dΨ il est possible de chercher l'erreur commise sur c, en utilisant la relation :

$$dc = \frac{1}{\sin c} \; da(\sin a.\cos b - \sin b.\cos a \cos \Psi) + db(\cos a.\sin b$$

$$- \sin a \cos b \cos \Psi) + d\Psi (\sin a \sin b. \sin \Psi) \qquad (13)$$

nous avons calculé cette erreur dans le cas particulier suivant :

f_c = 104 mm h = 1400 km

x_A = 60 mm x_B = 56,5 mm = 2°30',

ce qui donne pour A'B' la distance de 65 km.
Si $dx_A = dx_B$ = 0,2 mm, dΨ est de l'ordre de 20' (37 km)
La formule (12) donne pour dc :

$$dc = 0{,}856\ da - 0{,}831\ db + 0{,}072\ d\Psi$$

dont la valeur dépend du signe de dh, df, dx et dΨ.
Sur les 32 cas possibles, on a trouvé que l'erreur est comprise entre 11 et 13% dans 25% des cas (entre 7,1 et 8,7 km)

4,9 et 5,3% " 18,75% " (" 3,2 et 3,45 km)

2,7 et 4,2% " 56,25% " (" 1,7 et 2,7 km)

Si l'on suppose que les points A et B sont pris respectivement sur la première et la $n^{ème}$ bande d'un système nuageux à structure ondulatoire, la précision que l'on peut espérer sur l'évaluation de la longueur d'onde est de l'ordre de $\frac{dc}{n-1}$. Dans le cas particulier considéré, la précision du km serait obtenue pour n > 10.

Influence des effets de distorsion optique et électronique :

Nous avons admis, pour ce calcul, qu'il n'y avait pas d'effet de distorsion. Il est toujours possible de se ramener à ce cas, si l'on dispose, pour le satellite considéré d'un diagramme analogue à celui de la figure 13-a. Il est en effet alors possible de ramener les points A et B aux positions qu'ils devraient occuper si objectifs et lentilles étaient parfaits.

Influence des erreurs d'attitude :

Parmi les erreurs d'attitude envisagées au §.I.1.1.2 seul l'angle au nadir est susceptible d'introduire une erreur. Cette erreur intervient dans la détermination de x_A et de x_B, et sa limite supérieure, donnée au §. I.1.1.3. est, pour un angle au nadir de 1°, de 1,8 mm pour un point situé à 4 cm du centre de la photographie et de 2,9 mm pour un point situé à 8 cm du centre. Elle est donc 10 à 15 fois plus grande que l'erreur $dx_A = dx_B = 0{,}2$ mm précédemment envisagée et détermine, en fait, la précision de la mesure. Comme les erreurs d'attitude sont très délicates à mettre en évidence, la précision réellement obtenue en appliquant la méthode de mesure directe peut varier dans de très larges limites (3% < dc < 100 ou 120%).

I.1.4.1. Mesure d'une distance en utilisant une grille :

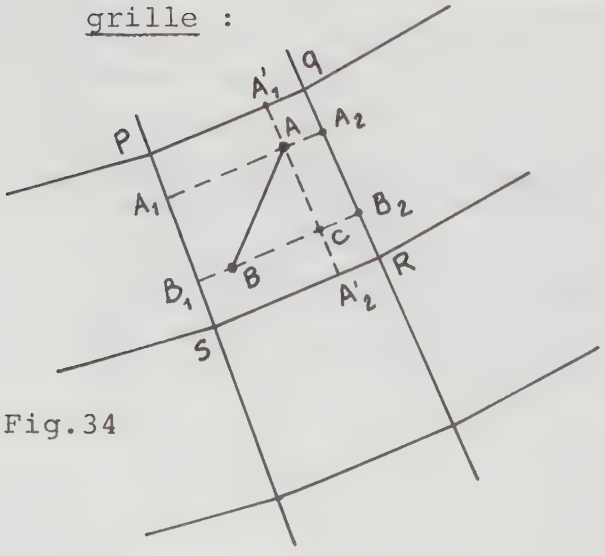


Fig.34

a) principe :

On détermine les parallèles passant par A et B, puis par interpolation linéaire le méridien passant par A (ou B). On calcule la longueur sur la terre des composantes BC et AC du segment AB qui permettent, en leur appliquant le théorème de Pythagore de déterminer la distance AB.

b) précision de la méthode :

. cas d'une grille parfaite (grille calculée pour la photographie considérée, en supposant exactement connues : l'altitude au moment de la prise de vue et la distance focale équivalente et en supposant également qu'il n'y a pas de distorsions opto-electronique et que l'attitude du satellite est parfaite).

Dans ce cas les points de la grille donnent la position exacte des points de la photographie et la seule erreur dans l'évaluation de la distance entre les deux points A et B respectivement situés sur la première et la $n^{ème}$ bande d'un système nuageux proviendra, comme précédemment, du manque de netteté des bords du nuage.

Si L, l et D sont les longueurs exprimées en km des segments BC, AC et AB et si dL, dl et dD représentent la mesure en km également des erreurs commises sur l'évaluation de L, l et D, la précision sur la mesure de D sera donné par :

$$(14) \quad \left|\frac{dD}{D}\right| = \frac{l|dl| + L|dL|}{l^2 + L^2}$$

Exemple : pour une photographie au format 20,3 x 20,3 cm (f_c = 104 mm) nous avons mesuré (voir fig. 34) :

A_1A_2 = 22,9 mm

B_1B_2 = 23 mm BC = 3,7 mm

$A'_1A'_2$ = 30 mm AC = 3,2 mm

d'où nous avons déduit : L = 51,9 km

l = 47,4 km

D = 70,6 km

Si nous supposons que l'erreur commise sur la mesure de BC et de AC est de 0,4 mm (imprécision sur la position de A et

C d'une part et de B et C d'autre part), nous obtenons pour dL, dl et dD les valeurs suivantes :

$$dL = 5{,}6 \text{ mm} \quad dl = 5{,}9 \text{ mm} \quad \text{et} \quad \frac{dD}{D} = 11{,}5\ \%$$

La longueur sera connue au km près si n, nombre de bandes de bandes du système est supérieur ou égal à 9.

D'une façon plus générale, si dl > dL (ou inversement), on pourra écrire :

$$(15) \qquad \left|\frac{dD}{D}\right| < |dl| \frac{1+L}{l^2+L^2} \quad \left(\text{resp. } \left|\frac{dD}{D}\right| < |dL| \frac{l+L}{l^2+L^2}\right)$$

Nous avons tracé, pour différentes valeurs de L en km, un abaque donnant les différentes valeurs de $\frac{l+L}{l^2+L^2}$ en fonction de L. Le graphique 35-a correspond aux valeurs de L comprises entre 1 et 5 km et le graphique 35-b à 10 km < L < 100 km. Si nous supposons que dl = 6 km nous voyons que quelque soit L, l'erreur commise sur la mesure de D est telle que :

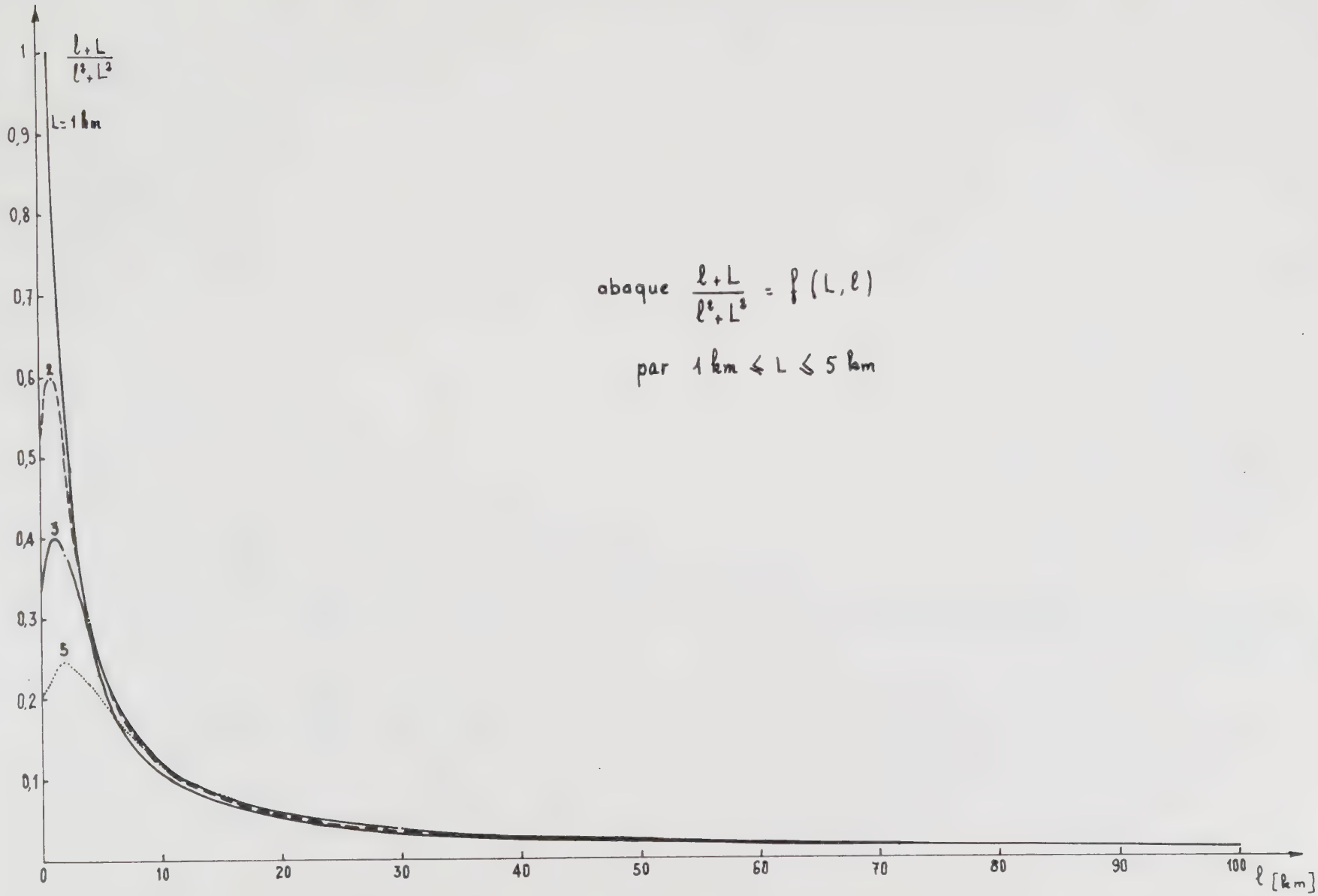
$$\frac{dD}{D} < 36\ \% \qquad \text{pour} \quad l > 20 \text{ km}$$

$$\frac{dD}{D} < 24\ \% \qquad \text{pour} \quad l > 30 \text{ km}$$

$$\frac{dD}{D} < 18\ \% \qquad \text{pour} \quad l > 40 \text{ km}$$

$$\frac{dD}{D} < 12\ \% \qquad \text{pour} \quad l > 60 \text{ km}$$

En particulier, si L et l sont approximativement de la même longueur, la précision de 12% n'est atteinte que si L ≠≠ ℓ ≠≠ 50 km.



abaque $\frac{l+L}{l^2+L^2} = f(L, l)$

par $1\ km \leq L \leq 5\ km$

Fig.35a- Mesure d'une distance en utilisant une grille - Précision de la méthode

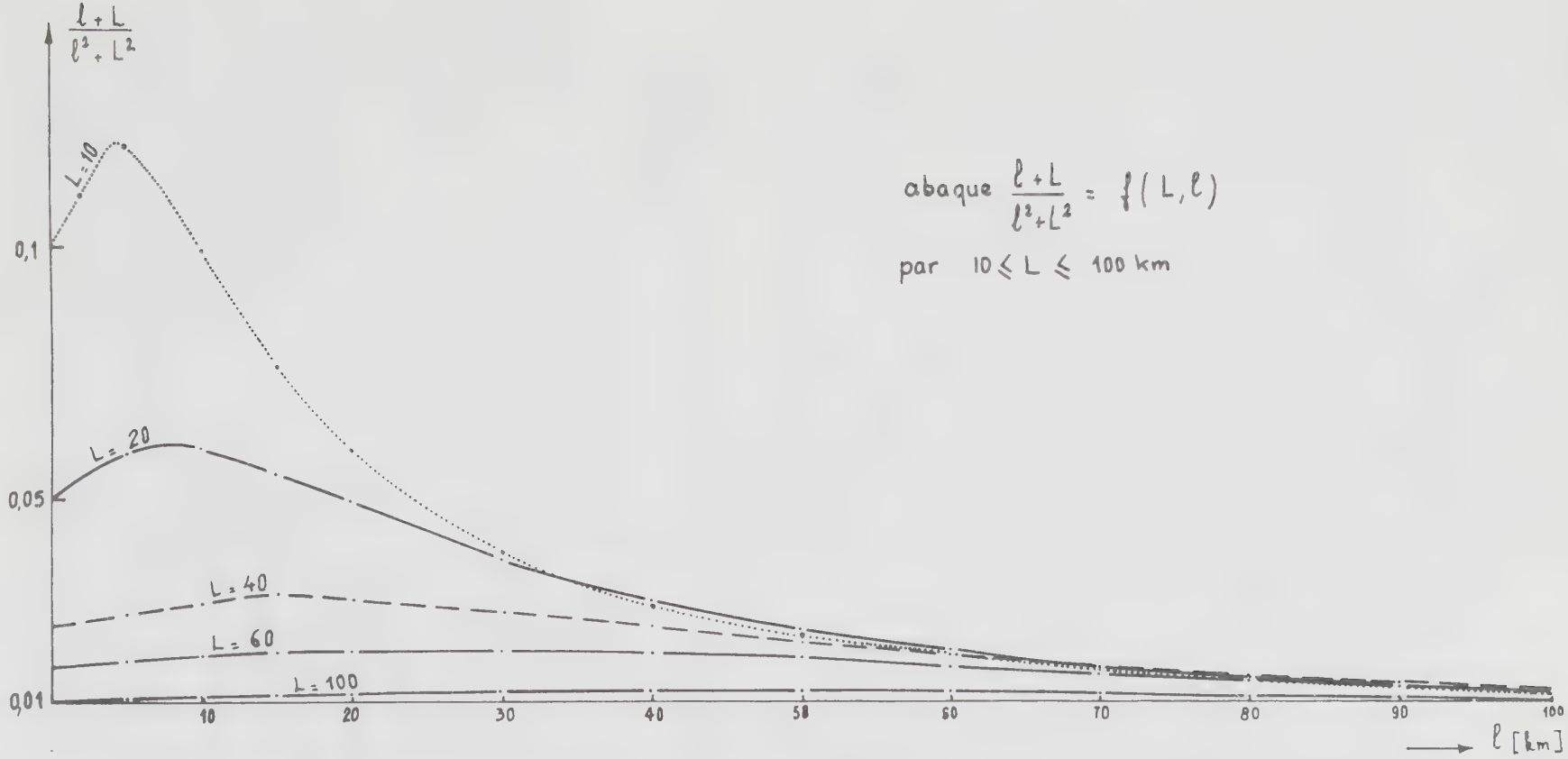


Fig. 35b- Mesure d'une distance en utilisant une grille - Précision de la méthode

. cas des grilles réelles :

Les grilles utilisées sont, nous l'avons vu, des grilles approchées. Si l'on tient compte des approximations faites lors de l'établissement et l'utilisation de ces grilles, ainsi que de l'incertitude sur l'altitude du satellite et sur la distance focale équivalente, on peut estimer que la précision des grilles américaines est de l'ordre de 4% lorsque l'altitude du satellite est voisine de 1400 km et de l'ordre de 9% pour les satellites gravitant aux environs de 1000 km. Celle des grilles françaises est, dans les mêmes conditions, de l'ordre de 10% quelle que soit l'altitude du satellite.

Pour L > 600 km (ou pour L ≠≠ l ≠≠ 50 km), la précision obtenue sur la mesure de la distance AB = D sera donc de 16 à 21 % avec les grilles américaines selon que le satellite sera placé à 1400 ou à 1000 km d'altitude et de 22% avec les grilles françaises.

Influence de distorsions optiques et électroniques - Erreurs d'altitude :

L'influence des distorsions optiques et électroniques a été envisagée au §.I.1.3.3.b. Si la grille n'a pas subi les corrections convenables, seules sont possibles sans erreur appréciable, les mesures au voisinage du centre de la photographie.

Les erreurs d'altitude se traduisent pas un décalage de la grille par rapport à la position qu'elle devrait normalement occuper sur la photographie (translation, rotation ou translation et rotation combinées). Si des repères géographiques caractéristiques sont visibles sur la photographie, il est possible de procéder, si nécessaire, à un recalage de la grille. Dans le cas contraire, dans la mesure où la distance à évaluer se situe dans une partie de la photographie où la grille présente des mailles sensiblement

égales, l'erreur introduite par un décalage de la grille pourra être négligée.

I.2. Les documents météorologiques :

Dans un premier temps, nous avons utilisé le Bulletin Quotidien d'Etudes (B.Q.E.). Publié par la Météorologie Nationale, il résume la situation météorologique du jour et son évolution.

Pour l'étude que nous nous proposions de faire, il était cependant nécessaire de disposer d'une documentation plus complète, en particulier en ce qui concerne les données en altitude. Grâce au Service de Prévision de la Météorologie Nationale (SMM-Paris), il nous a été possible de rassembler, pour la plupart des cas étudiés (pour une soixantaine de journées), les documents suivants :

- les cartes en surface : Norvégiennes à 00-6-12 et 18 h TU
- les cartes en altitude aux niveaux 850-700-500-300 et 200 mb à 00 et 12 h TU
- la carte tropopause à 00 et 12 h
- la carte Masses d'air à 00 et 12 h
- les radio sondages à 00 et 12 h effectués aux stations les plus proches des phénomènes étudiés.

Nous avons consulté également pour quelques journées les Compte-Rendus Quotidiens (CRQ) et les Compte-Rendus Aérologiques (CRA) des stations situées à proximité de nuages à structure ondulatoire. Les premiers fournissent des renseignements sur l'état du ciel, les seconds la mesure du vent en altitude.

L'ensemble de ces documents nous a permis de faire l'analyse des situations météorologiques synoptiques et locale ainsi que l'étude de la répartition verticale du vent de la température.

I.3. Les rapports de Pilote :

Afin d'obtenir des informations complémentaires sur les nuages à structure ondulatoire, nous avons mené une enquête auprès des pilotes d'avions commerciaux et des pilotes de planeurs. Un questionnaire a été adressé aux Compagnies Air France, Air-Inter et Air Transport, à plusieurs associations de Pilotes Privés d'Avion et aux Centres de Vol à Voile Français et Espagnols pratiquant le vol d'onde . Ce questionnaire portait sur l'altitude et la nature des nuages, les endroits où ils peuvent être observés, les mouvements verticaux auxquels ils sont associés (amplitude, niveaux éventuels de turbulence), la durée du phénomène et son évolution dans l'espace et dans le temps. Nous demandions en outre aux Centres de Vol à Voile de bien vouloir nous fournir un relevé, pour les années 1966-1967 et 1968, des journées au cours desquelles avaient pu être effectués des vols d'onde, en y indiquant la chronologie des vols, les altitudes maximales atteintes par les planeurs.

La quasi totalité des clubs de vol à voile interrogés[≠] a répondu . Plusieurs d'entre eux nous ont en outre communiqué les rapports que les pilotes ont établis à l'occasion de certains vols, nous permettant ainsi de rassembler une documentation originale extrêmement précieuse.

Des questionnaires adressés aux compagnies aériennes, deux seulement nous sont revenus : l'un a été rempli par un co-pilote sur boeing 707, champion du monde de vol à voile en 1965, l'autre par un ancien instructeur du Centre National de vol à voile de St-Auban sur Durance, actuellement instructeur de pilotes de ligne.

Les pilotes privés d'avion se sont, quant à eux, totalement abstenu de répondre.

[≠]Les centres de vol à voile interrogés sont les suivants : En France : Centre Nationaux : St-Auban sur Durance, La Montagne Noire. Clubs et Associations : Beziers, Colmar, Fayence, Issoire, La Llagonne, Montpellier, Moulins, Mulhouse, Pau, Pezenas, Roanne, St-Girons, Valence, Villefranche en Beaujolais, Vinon ; en Espagne : Huesca/Monflorite.

C H A P I T R E II

ETUDE DES NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE

(3 Mars 1966 - 31 Décembre 1968)

II.1. RECHERCHES PRELIMINAIRES :

Nos deux principaux objectifs étaient d'obtenir, grâce aux éléments d'information dont nous pouvions disposer, une description aussi précise que possible du phénomène étudié et de déterminer un site, français de préférence, favorable à son apparition, site au voisinage duquel il serait possible de placer un dispositif expérimental destiné à compléter l'information photographique reçue des satellites.

Les régions de France où se produisent fréquemment d'importants mouvements ondulatoires sont maintenant assez bien connues. Cependant, parmi les documents français que nous avons pu consulter, aucun -à l'exception peut-être d'un article de D. BARBERA * : « les 15.000 m possibles au départ de Béziers, » où sont décrits des alignements de nuages de rotor d'une longueur et d'une épaisseur suffisantes pour être visibles sur une photographie de satellite, mais dont l'extension vers l'aval paraît assez limitée (4 ou 5 ressauts seulement)- ne signale l'existence de systèmes nuageux aussi importants que ceux mis en évidence par les satellites américains. Il n'était donc pas certain a priori que le

---

* BARBERA (octobre 1953)

phénomène puisse être observé dans notre pays ou à proximité, ni que sa fréquence soit suffisante pour qu'une étude systématique puisse en être entreprise. Ce n'est qu'en décembre 1966, soit huit mois après la réception à Lannion des premières photographies d'ESSA que quelques images, aimablement communiquées par le C.E.M.S., nous apportaient la preuve que, par vent de Nord-Ouest à Nord la bordure méridionale du Massif Central et les Pyrénées étaient susceptibles de fournir sur le Bas Languedoc d'une part et sur le Nord de l'Espagne d'autre part des systèmes nuageux à structure ondulatoire dont l'ampleur ne le cède en rien à celle des phénomènes américains.

Entre le 5 décembre 1966 et le 20 mars 1967 une quinzaine de cas a pu être observée tant sur l'Espagne du Nord, le midi de la France que les Iles Britaniques. Ces quelques exemples constituaient notre documentation photographique de départ lorsque nous avons entrepris, au début de l'année 1968, l'étude systématique des nuages de ce type.

Il n'était pas dans notre intention de faire une étude exhaustive du phénomène ce qui nous aurait conduit à examiner la totalité des fichiers photographiques du C.E.M.S., soit environ 7.000 photographies pour les années 1966 et 1967. Nous souhaitions cependant disposer d'un nombre de cas suffisamment important pour que puissent éventuellement être utilisées des méthodes statistiques. Afin d'orienter nos recherches, nous avons utilisé le relevé, fourni par les centres de vol à voile français≠ des journées au cours desquelles ont été réalisées des vols d'onde. Pour chacune de ces journées, ainsi que pour la veille et le lendemain, nous avons recherché et examiné les photographies prises par ESSA et NIMBUS.

≠ c.f. §. I.3. Les rapports de pilotes

Cette méthode nous a amenés à examiner, de proche en proche, les photographies relatives à 562 journées différentes. Nos investigations ont parfois été limitées par la qualité très inégale des images reçues (photographies partiellement ou totalement illisibles) ou par l'absence pure et simple de documents relatifs à la région étudiée : 11% des cas environ n'ont donné lieu, pour ces deux raisons, à aucun résultat significatif. L'examen des photographies utilisables nous a permis de trouver 277 cas de nuages à structure ondulatoire :

- 26 à proximité immédiate de l'endroit où avaient été effectués, le même jour, les vols de planeurs (voir tableau n°3)
- 251 dans des régions différentes, parfois assez proches, comme le sont, par exemple, le midi de la France et l'Espagne du Nord, mais parfois aussi éloignées l'une de l'autre que le sont l'Angleterre et la Tunisie. En effet, il n'est pas rare de pouvoir observer plusieurs cas de nuages en bandes sur une même photographie ou sur les diverses photographies d'une même orbite.

Nous avons pu rassembler les photographies correspondant à 261 de ces cas et constituer ainsi un fichier d'environ 300 images.

Si, pour les 26 cas qui coïncident avec les vols de planeur, la liaison avec des phénomènes ondulatoires ne fait guère de doute, pour les autres, il a été nécessaire de déterminer l'origine -ondulatoire ou convective- des alignements observés.

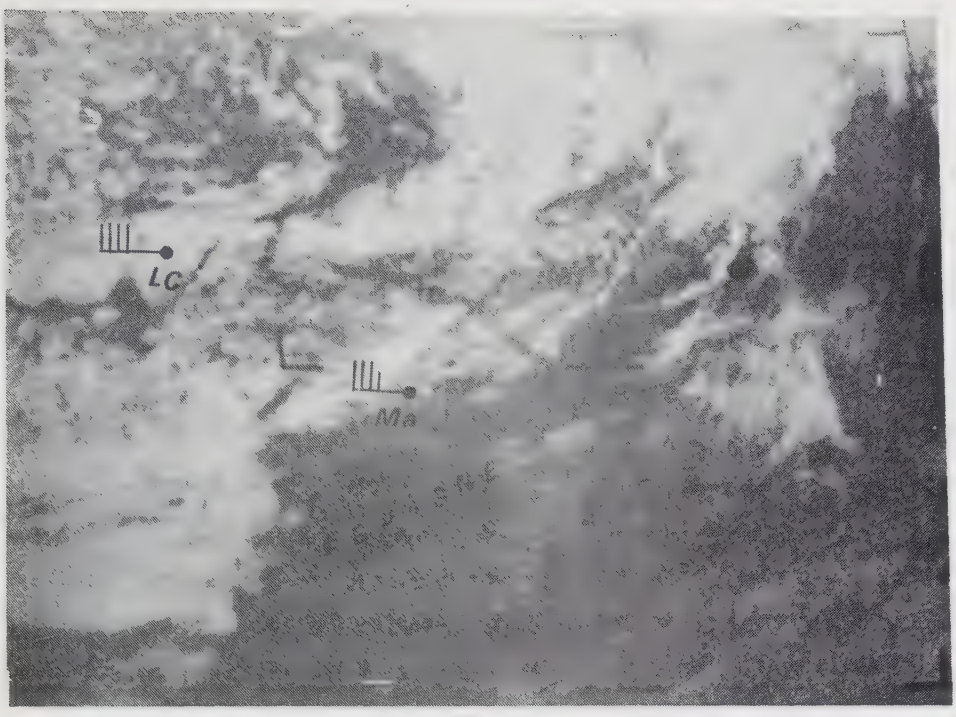
En général, la position géographique et l'allure des nuages, l'orientation des bandes par rapport au vent et les conditions météorologiques de la journée constituent des critères simples mais suffisants qui permettent, par comparaison avec des situations d'onde déjà répertoriées, d'établir une discrimination. Mais il

TABLEAU n° 3

RECHERCHE DE CAS DE NUAGES EN BANDES A PARTIR DES SITUATIONS D'ONDE EXPLOITEES PAR 8 CENTRES DE VOL A VOILE

REGION	CENTRE DE VOL A VOILE	DIRECTION DU VENT	NBRE DE SITUATIONS	NOMBRE DE PHOTOGRAPHIES INUTILISABLES	NBRE DE CAS DE NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE
Alpes	Valence	Sect.NW à W	17	1	2
		Sect.S à SW	7		1
	St-Auban+ Fayence + Vinon	Sect.NW à N	109	8	3
		Sect.S à SW	37	3	1
Massif Central	Issoire	Secteur W	54	9	5
	Beziers	Secteur NW	79	12	14
Vosges	Colmar	Sect.SW à W	27	3	0
Pyrénées	St-Girons	Sect.S à SW	3	0	0
	T O T A L :		333	36	26

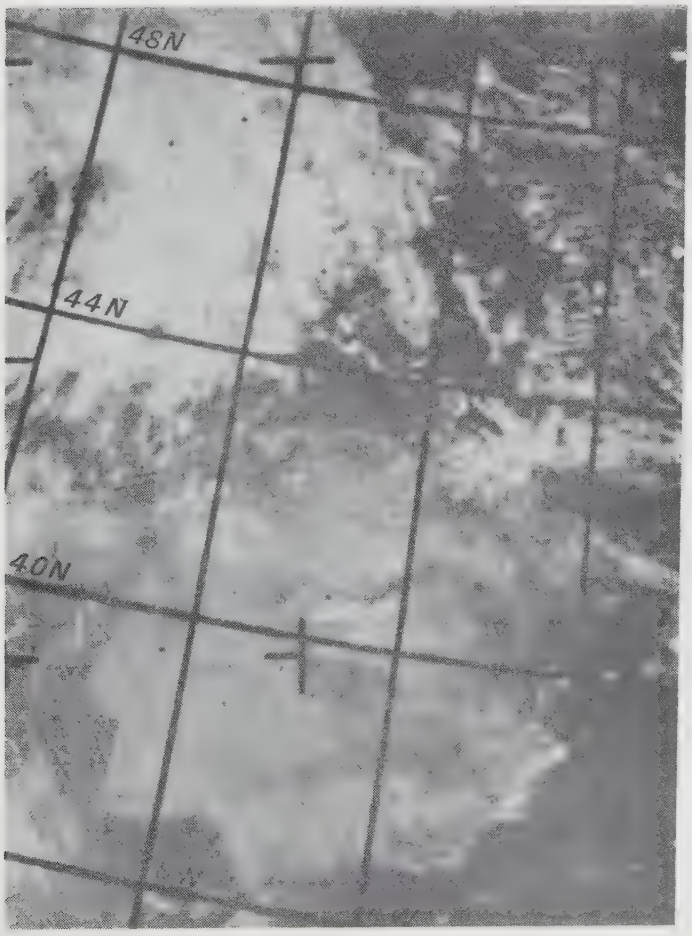
NW = Nord-Ouest
SW = Sud-Ouest
W = Ouest
S = Sud
N = Nord



Photographie n°3

20 JUIN 1966 à 8H 53 TU ESSA 2 - 1567

Ces nuages en bandes visibles sur la moitié Nord de l'Espagne, sont-ils d'origine convective ou ondulatoire ?
(Vents à 700 mb, à 00H TU, à Madrid (Ma) et à la Corogne (LC)) .

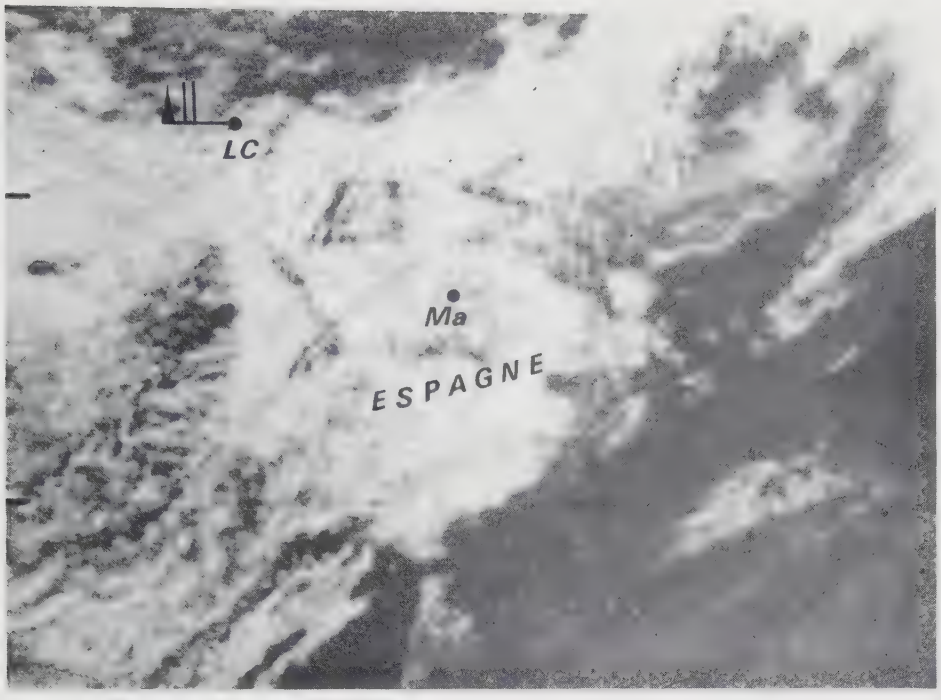


Photographie n°4

5 OCTOBRE 1967 à 12H 12 TU

Nimbus 2 - 5972

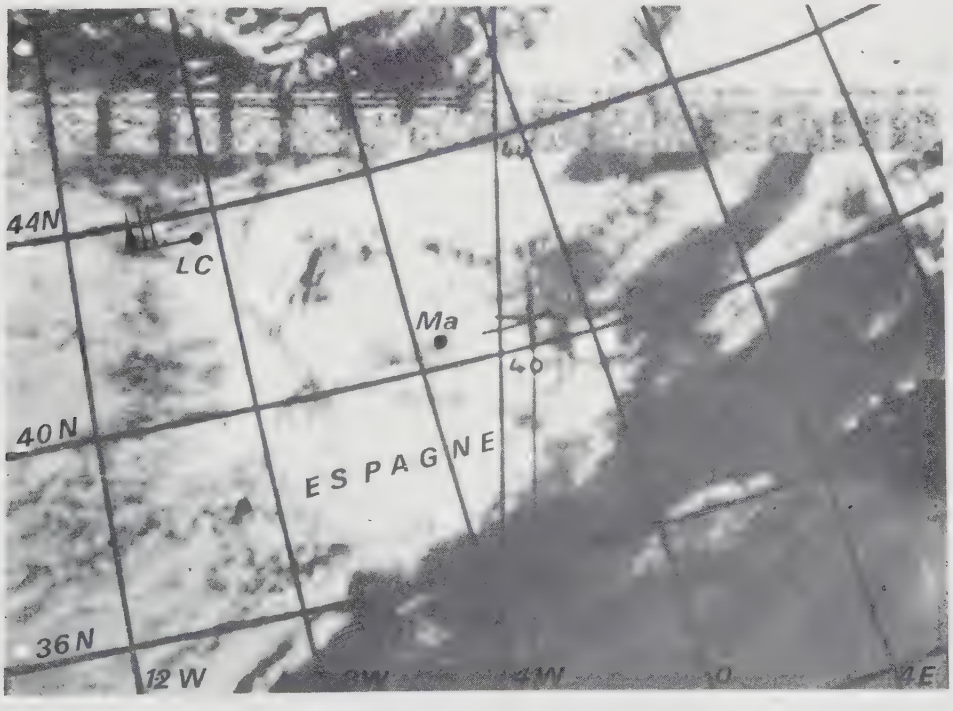
Bandes nuageuses convectives sur la France . (Le vent était d'Ouest-Nord-Ouest) .



Photographie n°5

22 AVRIL 1969 à 11H 09 TU ESSA 6 - 4441

Nuages d'ondes sur la moitié Nord de la péninsule Ibérique . (vents à 12H à 700 mb)



Photographie n°6

22 AVRIL 1969 à 9H 46 TU ESSA 8 - 954

Même phénomène que celui de la photographie précédente, mais vu 1H 23' plus tôt.(Vent à 12H TU, à 700 mb)

est parfois très délicat de conclure lorsqu'il s'agit de systèmes nuageux situés au-dessus de régions pour lesquelles on ne dispose d'aucune données expérimentales sur les phénomènes ondulatoires susceptibles de s'y produire. Ainsi, nous citerons, par exemple, les photographies du 20juin 1966 et du 22 avril 1969 où des alignements de nuages perpendiculaires à la direction du vent sont visibles sur une grande partie de l'Espagne du Nord. Sur la photographie du 20 jui, l'aspect des bancs de nuages s'apparente beaucoup à celui de rues de cumulus (cf. photographie n°3).La saison, l'heure de la prise de vue sont autant d'éléments en faveur de cette hypothèse. Cependant, le sondage de Madrid à 12H 00 TU indique en plus des St-Cu visibles sur la photographie, la présence d'alto-cumulus lenticulaires ($C_M 4$) qui sont -en principe- l'indice de mouvements ondulatoires. Sur les photographies du 22 avril la netteté des alignements et la texture des nuages sont très semblables à celles que présentent les systèmes nuageux matérialisant des ondes. De plus, l'existence du même phénomène sur la photographie prise une heure vingt plus tôt et l'analyse de la situation météorologique permettent de penser qu'il s'agit effectivement de nuages d'ondes et donc,qu'il peut en être de même pour ceux de la photographie du 20 juin. En l'absence de preuves plus tangibles, il est cependant difficile de l'affirmer pour cette dernière.

Dans ce qui suit, nous nous sommes uniquement intéressés aux systèmes nuageux liés de façon quasi certaine à des mouvements ondulatoires.

II.2. LES NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE EN EUROPE OCCIDENTALE ET EN AFRIQUE DU NORD :

II.2.1. Nombre de cas observés entre le 3 mars 1966 et le 31 décembre 1968 :

Sur les 562 journées examinées pendant la période considérée, nous avons trouvé, à l'intérieur du périmètre indiqué sur

la carte N°1, 261 cas de nuages ondulatoires, répartis sur 110 journées.

II.2.2. Allure et répartition géographique des nuages :

Les systèmes nuageux à structure ondulatoire que nous avons pu voir sur les photographies du satellite présentent une grande diversité tant dans leur extension et dans l'apparence des bancs de nuages qui les constituent que dans leur répartition géographique.

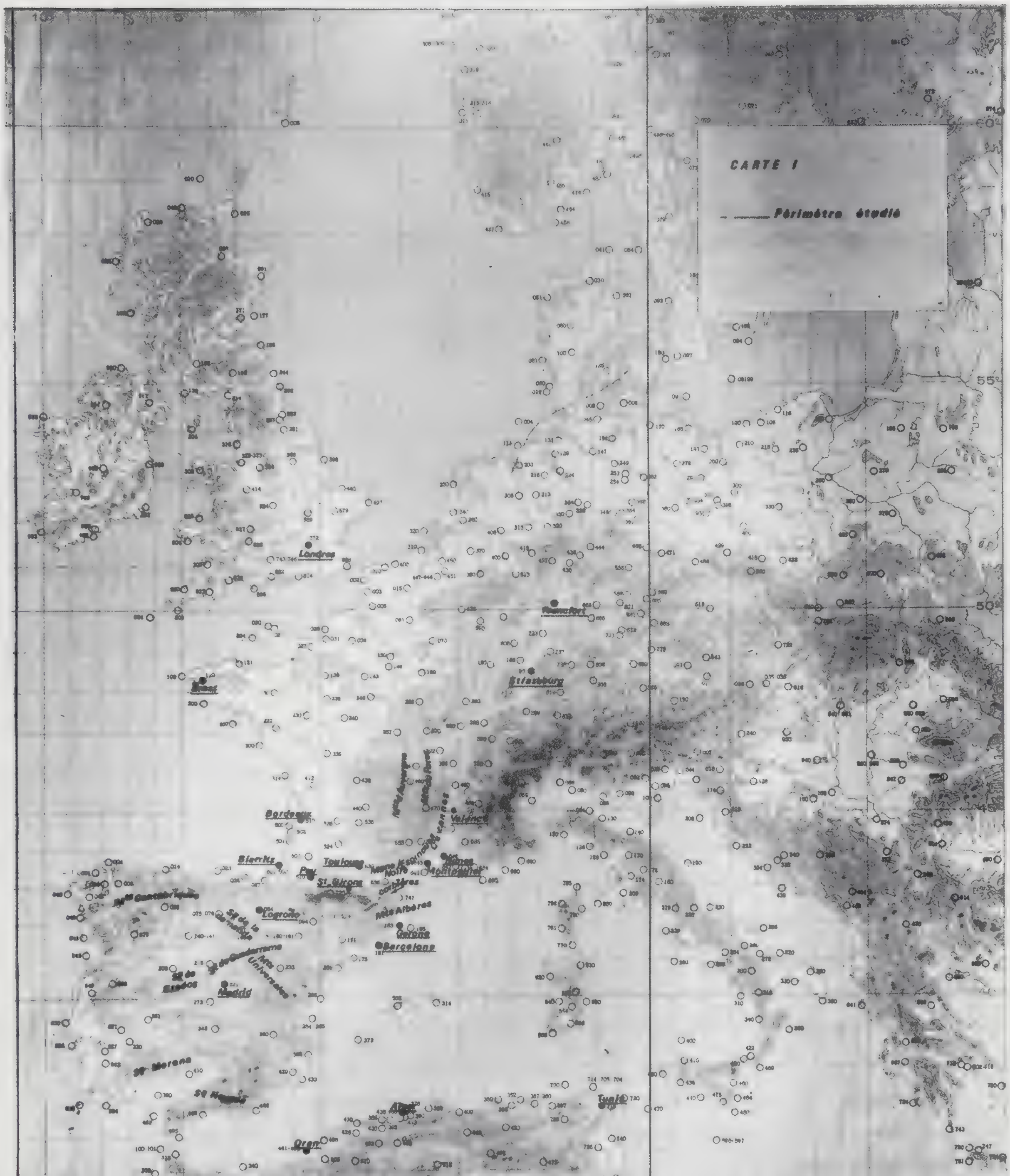
Parfois très localisés au voisinage immédiat d'une chaîne montagneuse, comme le système de 3 bandes visible sur la photographie N°7, ils peuvent au contraire s'étendre sur de grandes distances en aval de l'obstacle générateur (photographie N°8) ou même couvrir de façon apparemment continue des régions au relief peu accusé (photographie n°9).

Les bancs de nuages ont une apparence relativement variable selon le lieu ou le jour où ils sont observés. Tantôt ténus, tantôt larges, ils peuvent être sensiblement rectilignes ou, au contraire, présenter des formes géométriques curieuses telles que les bandes en forme d'accents circonflexes visibles sur la photographie N°10.

Sur les cartes géographiques N°2 à 6 nous avons délimité, pour 241 cas et 5 directions de vent différentes, les zones au-dessus desquelles nous avons noté la présence de systèmes nuageux à structure ondulatoire*. Pour chacune d'elle nous avons indiqué (chiffre entouré d'un cercle) le nombre de fois où de tels systèmes ont pu être observés.

---

* sur ces cartes ne figurent que 241 cas, au lieu des 261 que nous avons dénombrés. Il se trouve en effet que n'ayant pu disposer des photographies relatives à 20 d'entre eux, il ne nous a pas été possible de les localiser de façon suffisamment précise pour les porter sur les cartes. Ces cas se répartissent comme suit : Iles Britanniques : 15 (Irlande, G.B.), Algérie 1 ; Tunisie 1 ; Espinouse 1 ; Corse 1 ; Manche 1.

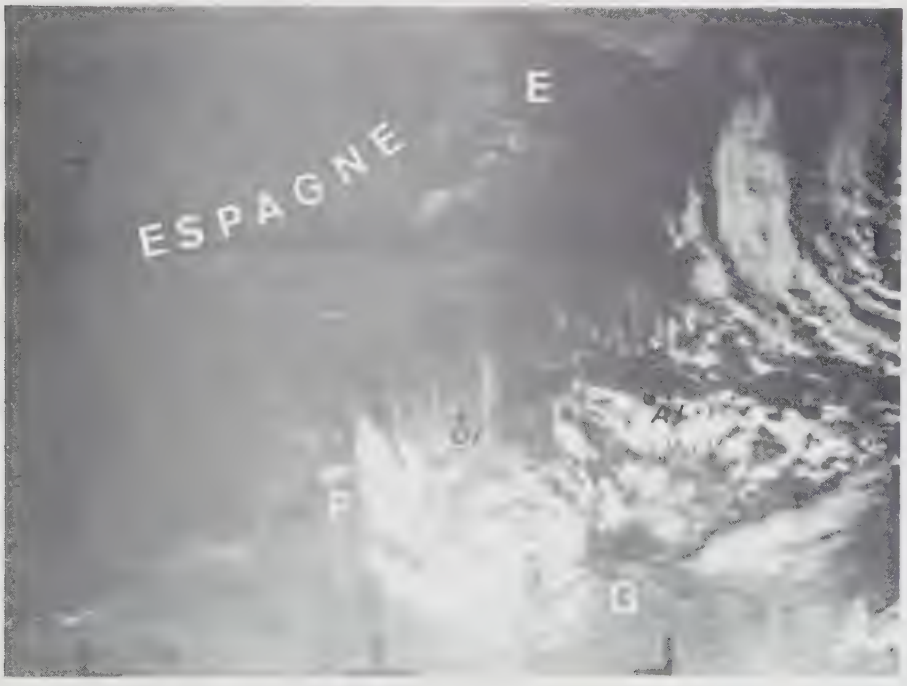

CARTE I
Périmètre étudié
Londres
Strasbourg
Bordeaux
Valence
Biarritz
Toulouse
Pau
St Girons
Montpellier
Logroño
Madrid
Barcelone
Gérone
Oran
Tunis

Photographie n°7

18 MARS 1967 à 9H [illegible]

ESSA 4 - 341

Le système désigné par la lettre A et situé au Sud-Est du Massif Central (mc) est relativement peu étendu . Son envergure est de 90 Km, sa longueur de 51 Km; la longueur d'onde est égale à 15 Km . (Vents à 12H TU, au niveau 700 mb, à Bordeaux (Bx), Toulouse (TB) et Nîmes (Ni) .



Photographie n°8

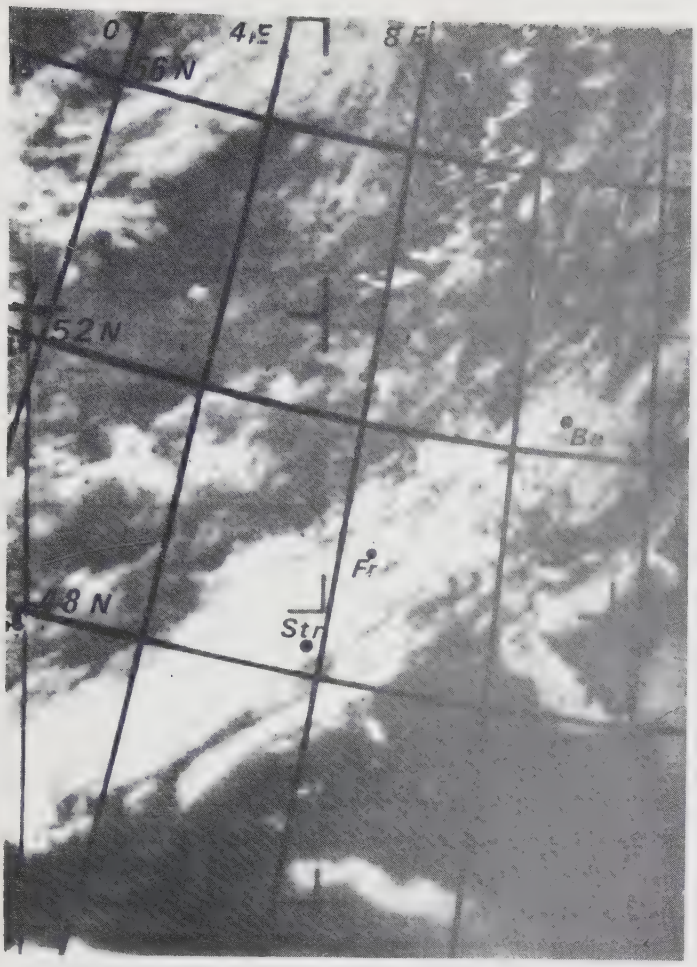
NIMBUS 2 - 2

5 DECEMBRE 1966 à 11H 19 TU

Deux systèmes de grande extension sont visibles, d'une part en E, sur l'Espagne (région de Logrono et Montes Universales) et d'autre part en F et G sur l'Algérie (Hauts-Plateaux et Atlas Saharien). (Vents à 12H au niveau 700 mb à Madrid (Ma) et Alger (Al).

Caractéristiques approximatives :

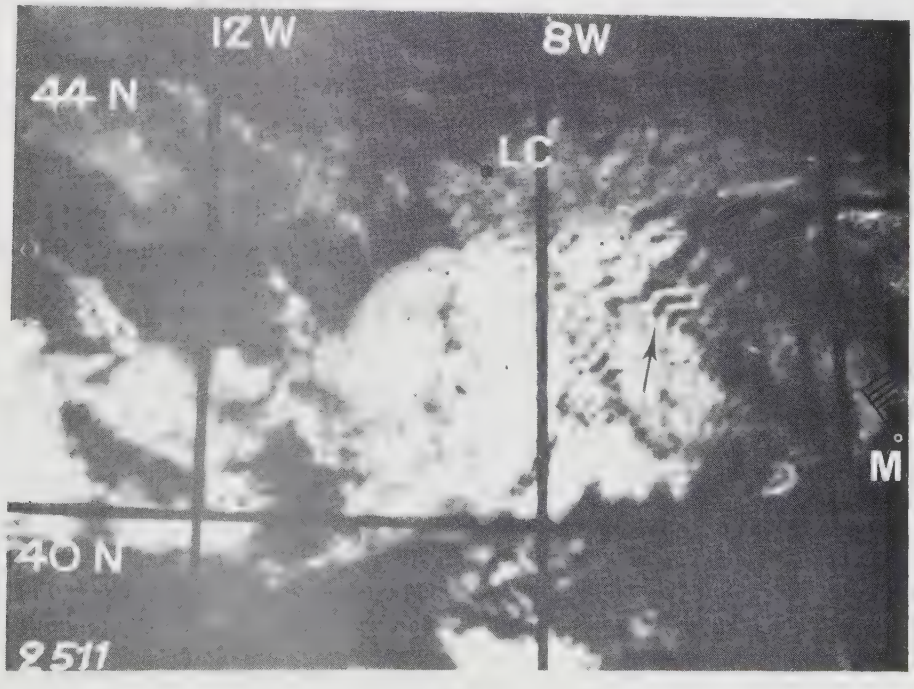
longueur d'onde = 17 Km ; envergure = 130 Km pour A, 300 Km pour G ; longueur d'environ 340 à 350 Km pour A, 180 à 200 Km pour G.



Photographie n°9

26 OCTOBRE 1967 à 11H 10 TU NIMBUS 2 - 6239

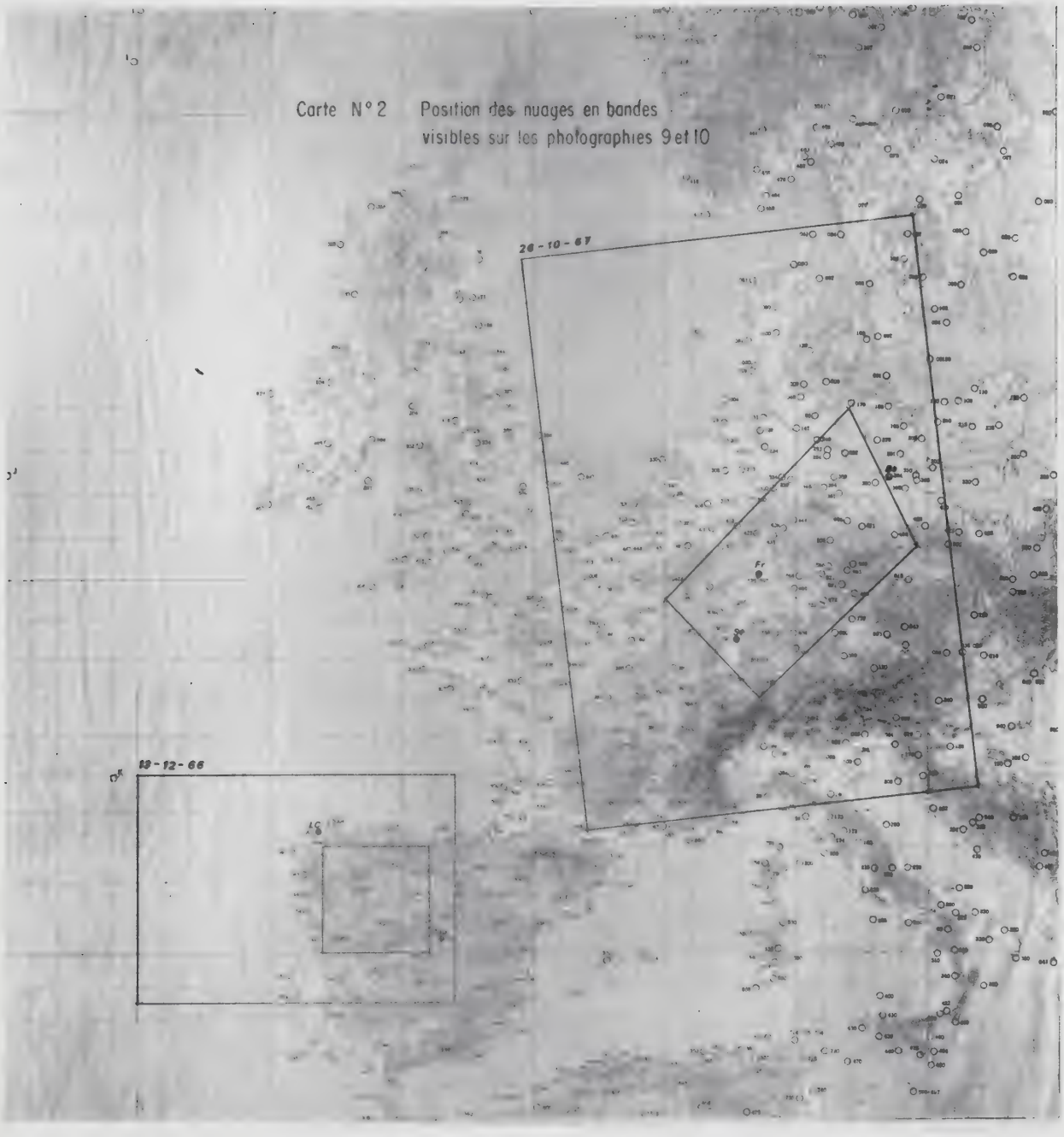
Le système nuageux visible sur cette photographie couvre un périmètre d'environ 600 km de long et de 300 km de large (voir carte n°2), s'étendant des Vosges aux environs de Berlin. La longueur d'onde moyenne est de 16 Km. Le vent était de SW (70 à 80 Kt à 9000 m, au dessus de la zone recouverte par les nuages en bandes.



Photographie n°10

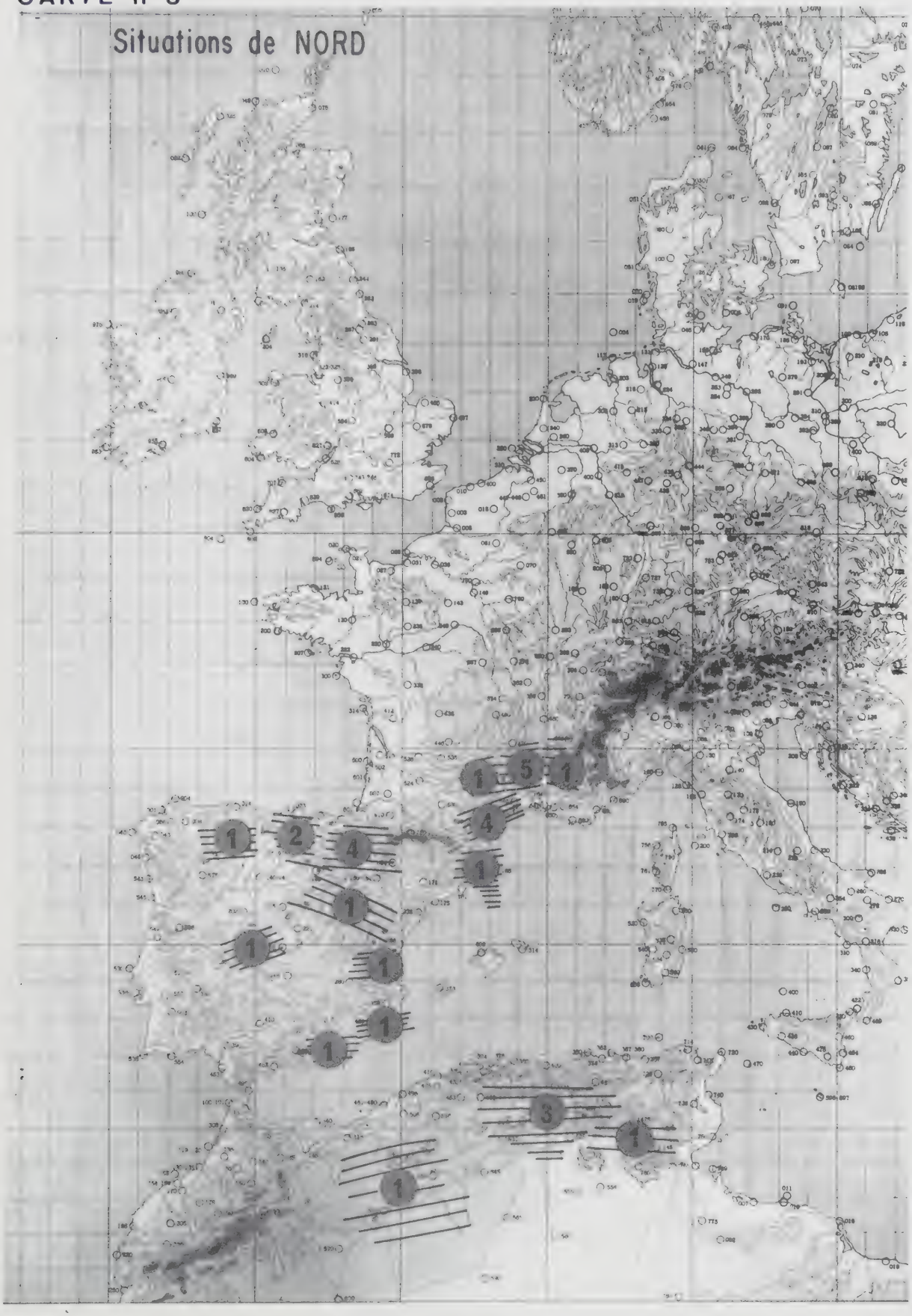
13 DECEMBRE 1966 à 12H 13 TU NIMBUS 2 - 2511

La photographie ci-dessus montre plusieurs systèmes de nuages en bandes formant un ensemble assez complexe, sur le Nord-Ouest de l'Espagne (voir carte n°2). Noter (au bout de la flèche), les trois bandes en forme d'accent circonflexe. Leur écartement est de 13 Km environ. Les bandes situées immédiatement à droite ont une longueur d'onde de 22,5 Km. Vents à La Corogne (LC), et à Madrid (Ma) à 700 mb, à 12H TU.

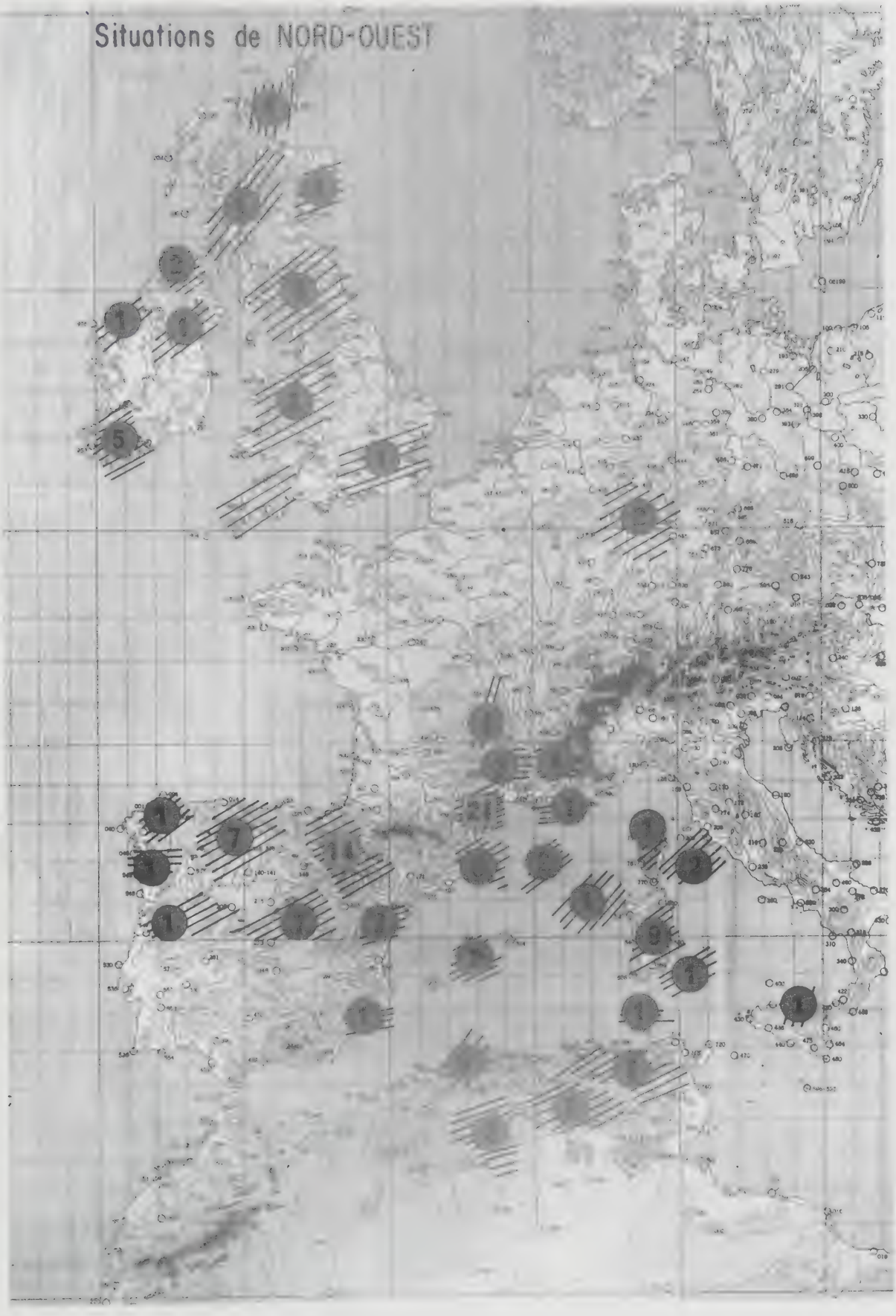

Carte N° 2 Position des nuages en bandes
visibles sur les photographies 9 et 10
26 - 10 - 67
Fr
19 - 12 - 66

CARTE n°2

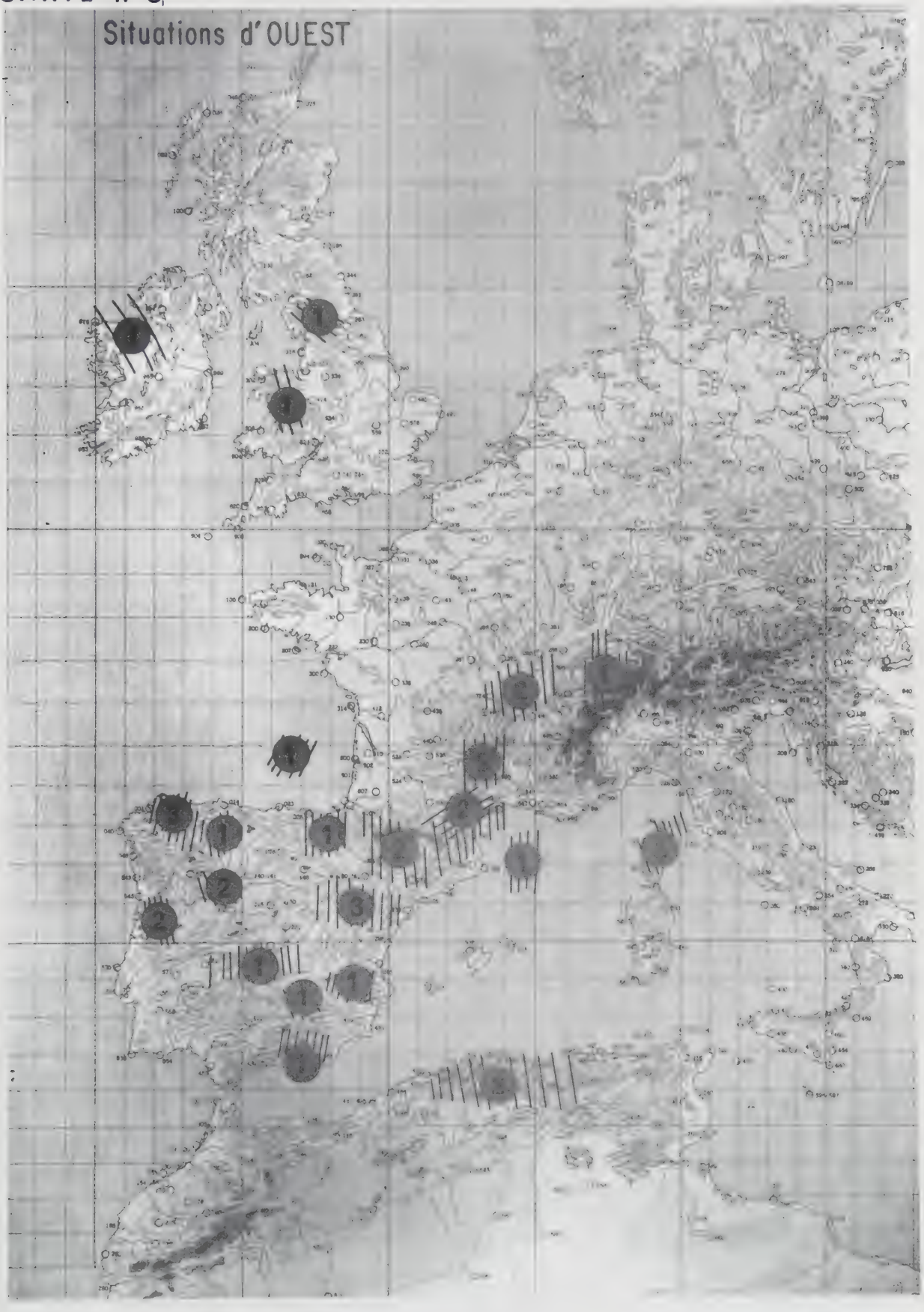
CARTE n°3



CARTE n°4



CARTE n° 5



CARTE n°6

Il apparaît immédiatement que c'est aux directions de vent NW, SW et W que correspondent le plus grand nombre de cas et de zones de nuages en bandes. Ceci peut en partie s'expliquer par le fait que les masses d'air abordant l'Europe par sa face occidentale sont en principe plus chargées en humidité que celles venant du Nord ou du Nord-Est.

Si on considère maintenant la répartition par secteurs géographiques de l'ensemble des 261 cas que nous avons dénombrés, on s'aperçoit que la Péninsule Ibérique détient le record du nombre avec 36 %. Viennent ensuite la France (Corse non comprise) : 28,7 % ; les Iles Britanniques : 14,5 % ; l'Afrique du Nord : 8,5 % et les Iles Méditerranéennes (Baléares, Corse, Sardaigne et Sicile) : 7,7 %. Les 4,6 % restants appartiennent à l'Allemagne, la Belgique et la Suisse.

Comme le montrent ces cartes, le phénomène a pu être observé à plusieurs reprises en région de plaine (photo N°11) et en mer, loin de tout relief, ou en amont d'une île (photographie N°12) ; cependant sa fréquence d'apparition est très nettement supérieure à proximité de chaines montagneuses ou de collines. Ainsi les 241 cas que nous avons répertoriés se répartissent comme suit, en fonction de l'altitude moyenne de la région sous-jacente.

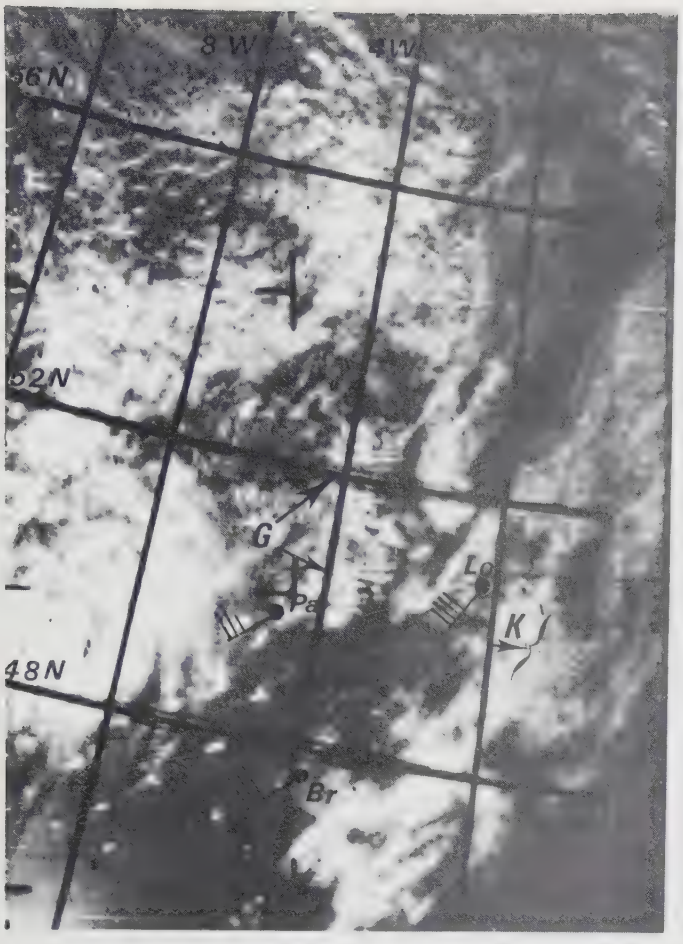
TABLEAU n° 4

REGIONS MONTAGNEUSES (altitude > 1000 m)	180 cas	74,7 %
REGIONS VALLONNEES 200 m < altitude < 1000 m	46 cas	19,1 %
REGIONS DE PLAINE altitude < 200 m	6 cas	2,5 %
SUR LA MER (non sous le vent d'un relief	9 cas	3,7 %

Parmi les 81 zones différentes qui figurent sur les cinq cartes, certaines paraissent, en raison du nombre de cas de nuages en bandes que l'on y a relevé, plus favorables à l'apparition du phénomène. Ce sont principalement pour l'Espagne et la France (carte n°1) :

TABLEAU n° 4

ESPAGNE ET PORTUGAL	FRANCE	DIRECTION DU VENT					TOTAL DES CAS
		SW	W	NW	N	NE	
	Montagne Noire Espinouse	1	2	21	4	-	28
Région de Logroño		2	1	14	4	-	21
Monts Cantabriques		1	1	7	3	2	14
Sierra de Guadarrama et de Gredos		4	-	7	1	1	13
Montes Universales		2	3	2	1	-	8
	Monts d'Aubrac	2	5	-	1	-	8
	Cévennes	-	-	3	5	-	8
	Alpes du Sud (Valence, St-Auban Vinon, Fayence)	1	-	6	1	-	8
	Pyrénées face N :						
	. Biarritz	3					)
	. Pau	2					) 8
	. St Girons	1					)
	. Corbières	2					)
Albères et	Canigou	-	-	6	1	-	7
Centre du Portugal		3	2	1	-	-	6
	Sancy Mts du Forez, du Lyonnais	-	2	4	-	-	6
NW de l'Espagne		1	3	1	-	-	5
	Corse	-	1	3	-	-	4
Baléares		-	1	2	-	-	3
Nord du Portugal		2	-	1	-	-	3

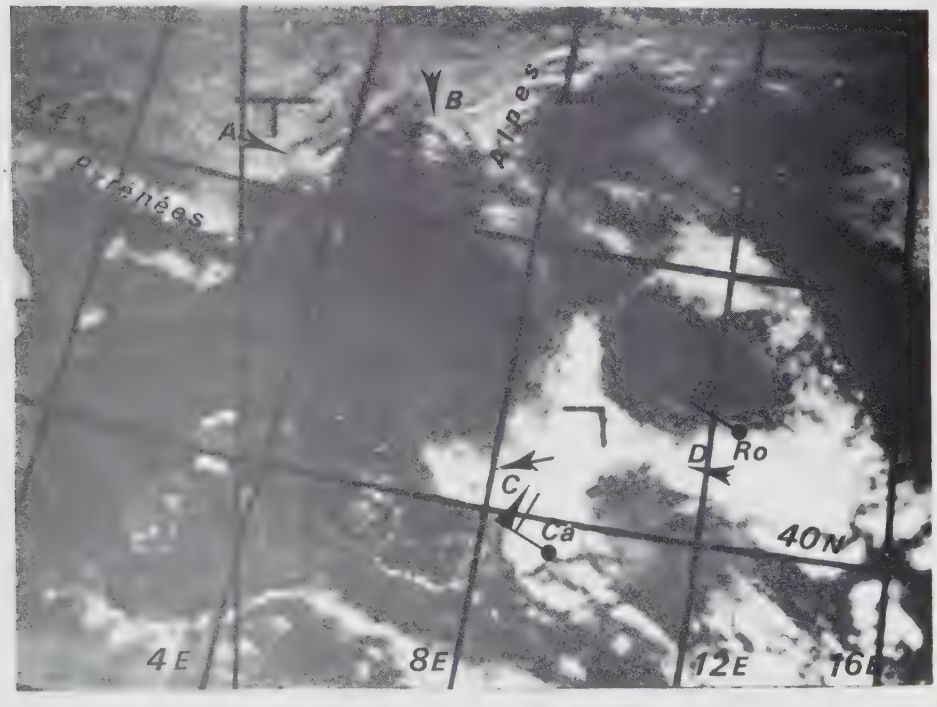


Photographie n°11

31 JANVIER 1967 à 11H 39 TU NIMBUS 2 - 3122

Le système désigné par la lettre G se trouve sur les Iles Britanniques (carte n°8). Celui qui est indiqué par la lettre K et l'accolade se situe sur la Normandie. Sa longueur d'onde est de 14 Km.

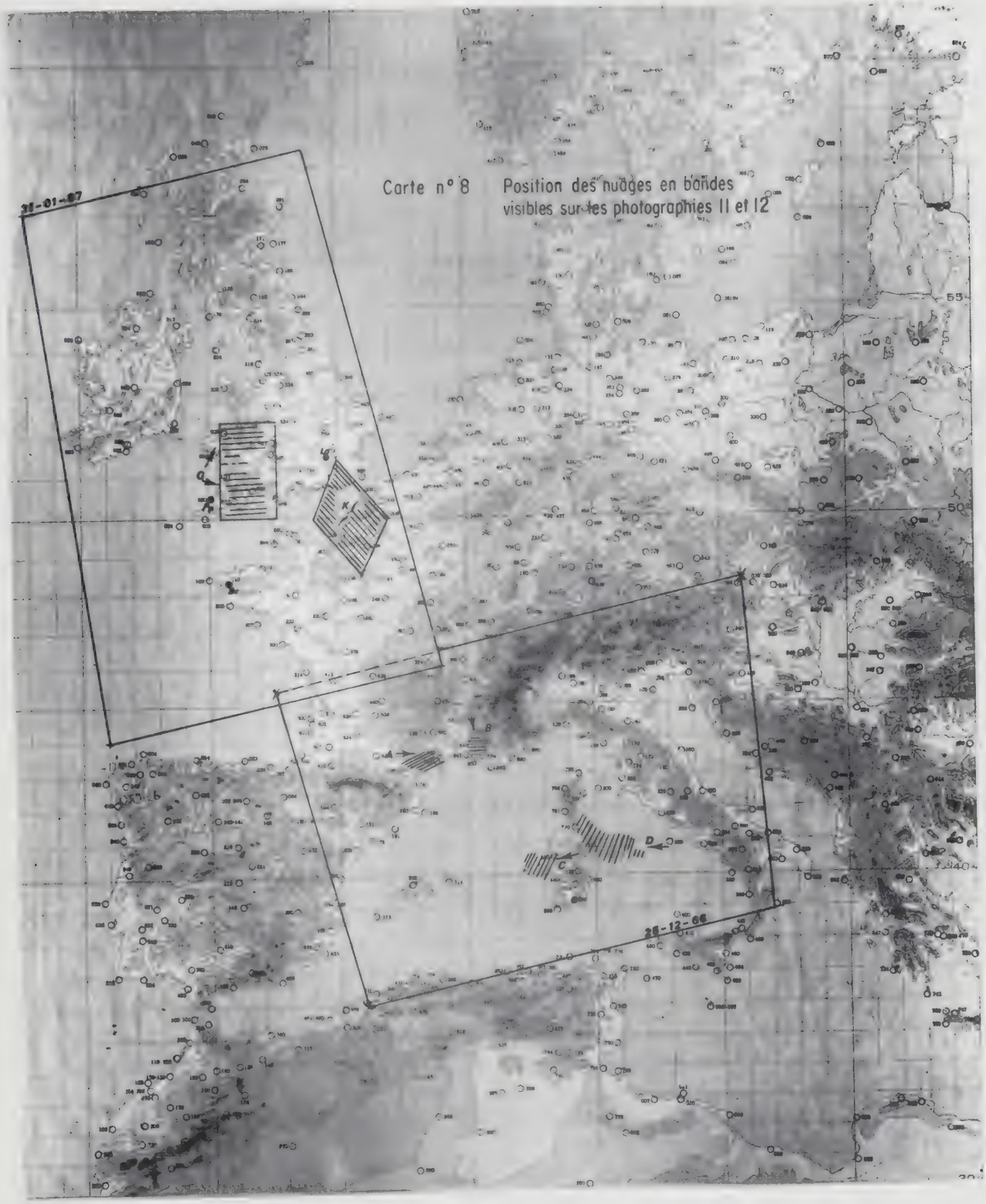
Vents à 300 mb à 12H TU à Londres (Lo) Padstow (Pa), et à Brest (Br).



Photographie n°12

25 DECEMBRE 1966 à 10H 51 TU NIMBUS 2 - 2658

Le système A (longueur d'onde égale à 12,5 Km) se situe sous le vent de l'Espinouse. B est déclanché par le Mont-Ventoux (λ = 12,5 Km également) et par la Montagne de Lure. D se trouve en aval de la Corse et de la Sardaigne. Le système C, par contre, se situe en amont de cette dernière. Vents à 700 mb à Cagliari (Ca) et à Rome (Ro).


Carte n° 8 Position des nuages en bandes
visibles sur les photographies 11 et 12
21-01-67
28-12-66
A
B
C
D
K
55
50
45

Le Bas-Languedoc et la région de Logroño sont sans aucun doute les deux zones les plus favorables.

Il convient de remarquer que c'est également dans cette dernière que se forment les systèmes les plus remarquables par leur extension et leur régularité, fait assez surprenant au premier abord, puisque la région de Logroño est celle où la barrière WNW - ESE constituée par la cordillère cantabrique et les Pyrénées s'abaisse pour former un col large d'environ 150 km et dont l'altitude moyenne est de 1200 m environ.

D'une manière assez générale d'ailleurs, c'est souvent au voisinage de reliefs d'altitude moyenne qu'ont été observés les systèmes les mieux développés. Ainsi, à l'extrémité orientale de la chaine pyrénéenne, les Albères sont susceptibles de donner naissance à neuf ou dix bandes telles que celles qui sont indiquées par la lettre A sur la photographie extrêmement typique du 6.01.67 (photographie N°13). Les nuages repérés par la lettre B se trouvent, précisément, dans la région de Logroño, et le ciel est limpide sous le vent des plus hauts sommets pyrénéens et cantabriques. Notre fichier comporte plusieurs photographies de cette zone sur lesquelles les nuages sont disposés de façon semblable.

Les autres régions de France où se produisent des ondes de ressaut, ont, en ce qui les concerne, fourni beaucoup moins d'exemples de nuages à structure ondulatoire. C'est en particulier le cas des Alpes du Sud, zone, on le sait, très propice à la formation de mouvements ondulatoires : sur 146 journées d'onde exploitées par les Centres de St-Auban, Fayence et Vinon contre 79 pour ceux de Béziers et de la Montagne Noire, on n'a trouvé que 4 cas de nuages en bandes sur les Alpes du Sud. On pourrait être tenté d'expliquer ce fait, au moins en ce qui concerne les journées d'onde par

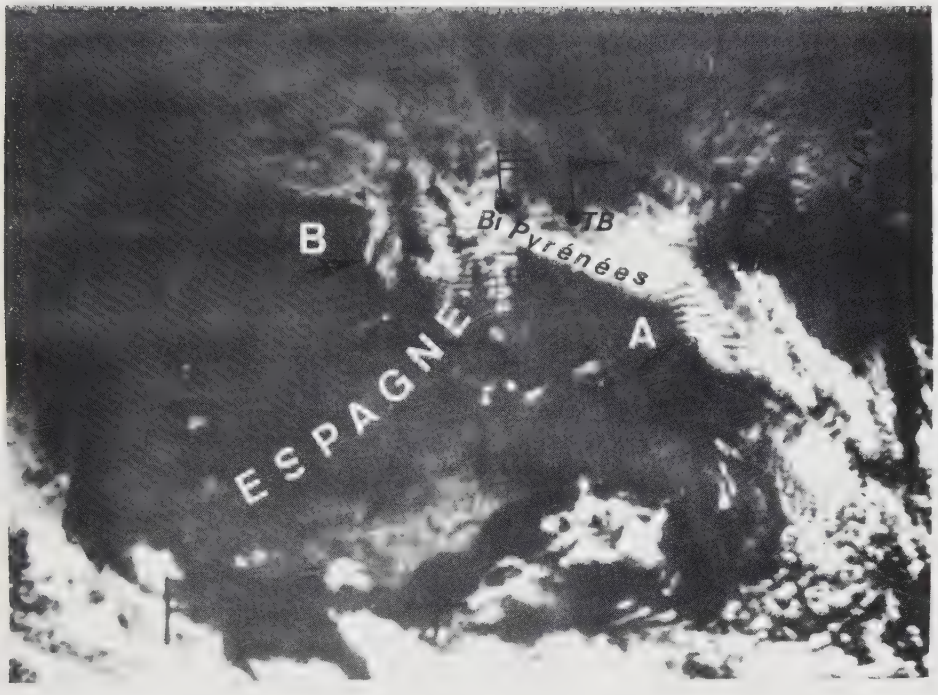
vent de Nord-Ouest, par l'assèchement que subissent, lors de la traversée du Massif Central, les masses d'air abordant les Alpes. Cependant, la comparaison des résultats de recherche des cas de nuages en bandes à partir des relevés de Beziers d'une part et de ceux des centres de vol à voile des Alpes du Sud d'autre part (voir tableau suivant), montre que cette explication n'est pas suffisante. En effet, le pourcentage d'onde en ciel clair n'est pas beaucoup plus important sur les Alpes du Sud que dans la région du Bas-Languedoc (11% de plus seulement) et ne peut combler le déficit de près de 18% que l'on constate au détriment des Alpes du Sud, en ce qui concerne le nombre de journées à nuages en bandes. Le facteur humidité de la masse d'air, bien qu'il soit de toute première importance, ne semble pas être le seul à devoir être pris en compte pour justifier

T A B L E A U 6

RECHERCHE DES CAS DE NUAGES EN BANDES A PARTIR DES JOURNEES D'ONDE DE NORD-OUEST EXPLOITEES PAR LE CENTRE DE VOL A VOILE DE BEZIERS ET PAR CEUX DES ALPES DU SUD (St-Auban, Fayence, Vinon) :

R E S U L T A T S

Etat du ciel	Montagne Noire et Espinouse		Alpes du Sud	
	nombre de jours	pour-centage /	nombre de jours	pour-centage /
ciel clair	18	26,8 %	38	37,68 %
nuages en bandes	14	20,9 %	3	2,97 %
nuages non organisés en bandes	30	44,8 %	44	43,5 %
ciel couvert 8/8 par nuag.moyens et élevés	5	7,5 %	16	15,85 %
photographies illisible ou manquante	12		8	
TOTAL	79		109	



Photographie n°13 NIMBUS 2 - 2806

6 JANVIER 1967 à 11H 17 TU

Des nuages en bandes se forment fréquemment à l'extrémité orientale de la chaîne pyrénéenne, sous le vent du Canigou et des Albères (système A) et dans la région de Logrono (système B), située au Sud du col entre les Pyrénées et les Monts Cantabriques.

La longueur d'onde du système A est de 14,5 Km sur sa bordure occidentale et de 19 Km sur sa bordure orientale. Celle du système B est de 13 Km.

Vents à 700 mb à 12H TU, à Biarritz (Bi), Toulouse-Blagnac (TB) et Nîmes.

l'existence de zones favorables à la formation de nuages à structure ondulatoire. D'autres facteurs entrent en jeu : nous nous sommes proposés d'en déterminer la nature et le rôle.

II.2.3. Répartition mensuelle des journées présentant des cas de nuages à structure ondulatoire - variation saisonnière du phénomène :

Bien que notre exploration du fichier photographique du CEMS n'ait pas été systématique pour la période considérée, le nombre relativement élevé de jours présentant des cas de nuages à structure ondulatoire, nous a invités à rechercher si le phénomène présente un caractère saisonnier. La figure 36 représente, pour les années 1966, 1967 et 1968:

a- la répartition mensuelle des 562 journées examinées pendant la période du 3 mars 1966 au 31 décembre 1968

b- la répartition mensuelle, pour la même période des journées présentant des cas de nuages à structure ondulatoire ;

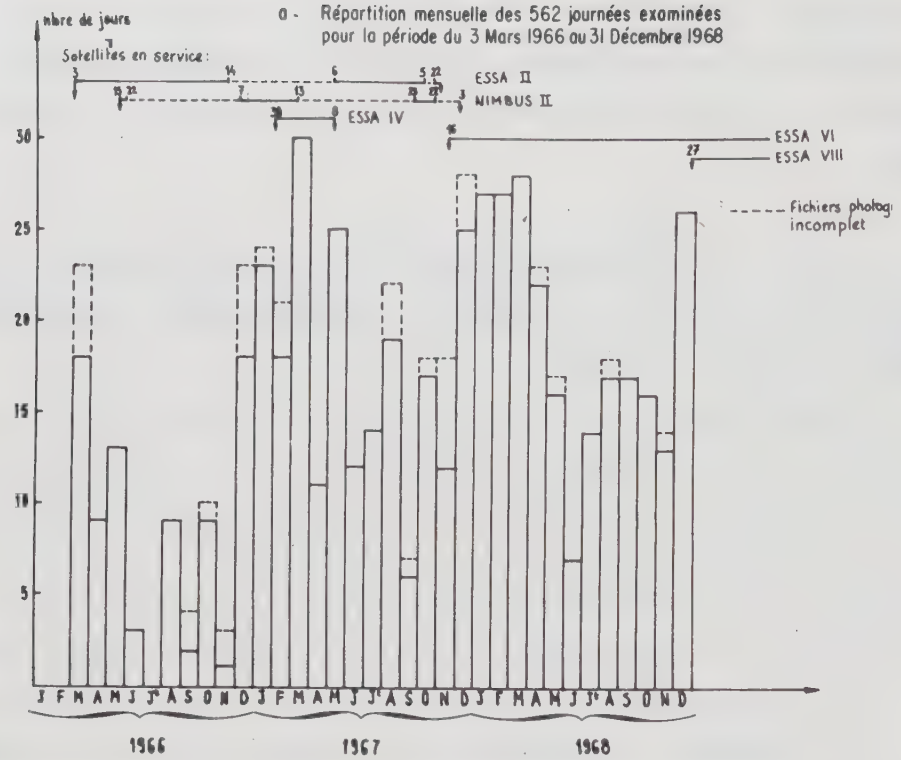
c- la répartition mensuelle exprimée en pour cent du rapport R entre le nombre de journées à nuages à structure ondulatoire au nombre de journées examinées et significatives≠.

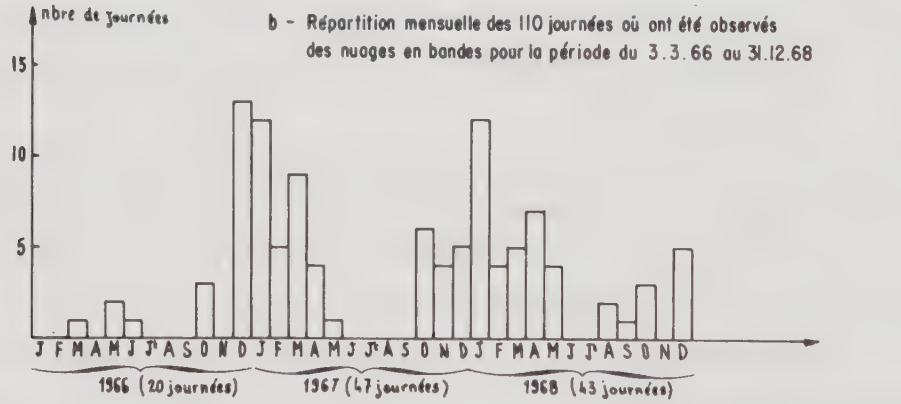
Les figures b et c montrent que les nuages en bandes ont pu être observés en toute saison, mais que le plus grand nombre d'entre eux a été trouvé entre octobre 1966 et mai 1967 d'une part et octobre 1967 et mai 1968 d'autre part. Trois périodes "creuses" apparaissent nettement et correspondent aux mois de Juin, Juillet, Août et Septembre de chacune des 3 années. L'irrégularité de l'échantillon-

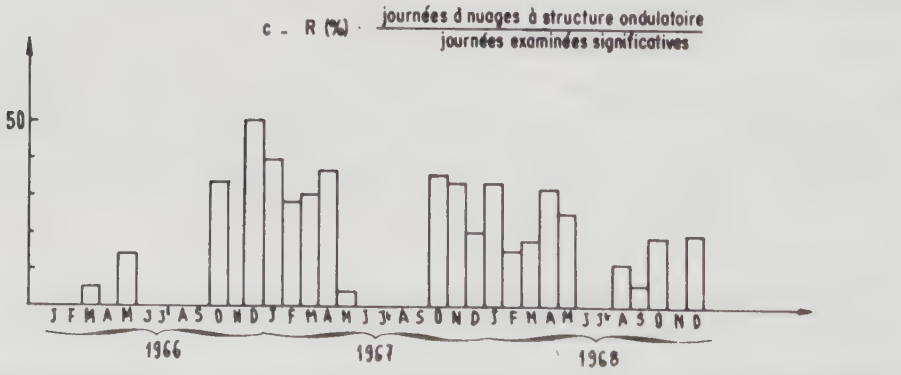
---

≠ nous entendons pas significatives les journées pour lesquelles les photographies existent et sont lisibles.

FIG. 36


a - Répartition mensuelle des 562 journées examinées
pour la période du 3 Mars 1966 au 31 Décembre 1968
nbre de jours
Satellites en service :
ESSA II
NIMBUS II
ESSA IV
ESSA VI
ESSA VIII
Fichiers photogr incomplet
30
25
20
15
10
5
J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1966
1967
1968


nbre de journées
b - Répartition mensuelle des 110 journées où ont été observés
des nuages en bandes pour la période du 3.3.66 au 31.12.68
15
10
5
J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1966 (20 journées)
1967 (47 journées)
1968 (43 journées)


c - R (%) = journées à nuages à structure ondulatoire / journées examinées significatives
50
J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1966
1967
1968

nage (fig.n°36 -a), dont la répartition mensuelle présente également des minima et des maxima assez marqués pour les saisons estivales et hivernales, a certainement une influence sur l'allure des graphiques b et c, mais on peut penser que cette influence n'est pas déterminante et que la variation saisonnière ainsi mise en évidence est réelle.

II.2.4. Espacement des bandes nuageuses (longueurs d'ondes) :

Pour connaître l'espacement des bandes nuageuses, nous avons adopté la méthode exposée au chapitre I. § 141 : "évaluation d'une distance à l'aide d'une grille" et utilisé les grilles françaises. Celles-ci permettent en effet d'obtenir une précision convenable, quoique légèrement inférieure à celle qu'auraient pu donner les grilles américaines. Elles ont en outre l'avantage d'être immédiatement disponibles et commodément utilisables.

L'espacement des bandes de nuages a été déduit de la mesure de la distance séparant le centre d'une bande nuageuse au centre de la $n^{ème}$ (avec $n \geqslant 3$), c'est-à-dire en faisant l'hypothèse que la longueur d'onde est constante à l'intérieur d'un système nuageux déterminé.

Les résultats que nous donnons correspondent, à l'exception de 10 d'entre eux, à des mesures faites dans la zone de moindres déformations de l'image, c'est-à-dire à l'intérieur d'un cercle centré au point principal et dont le diamètre est égal aux 3/4 du format de la photographie.

Les mesures ont été réalisées, soit sur des cas de nuages à structure ondulatoire différents, soit en diverses parties d'un même ensemble nuageux.

En ce qui concerne les premières, aussi bien pour les cas de nuages en bandes visibles sur une même photogra-

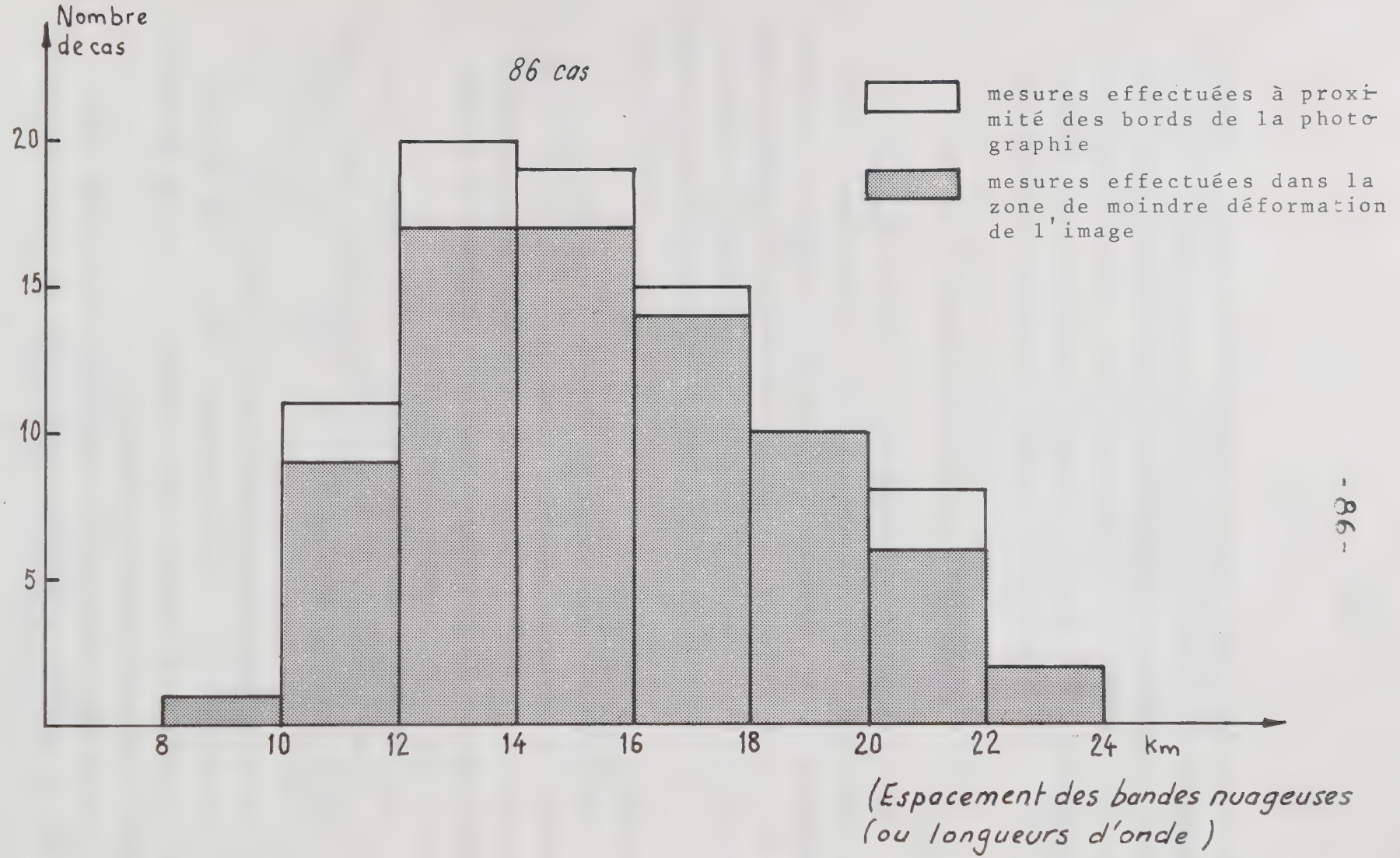


Fig. **37** - HISTOGRAMME DES FREQUENCES DES LONGUEURS D'ONDES MESUREES SUR LES PHOTOGRAPHIES

phie, dans des régions distinctes que pour ceux relevés dans une même région, à des dates différentes, les résultats obtenus varient entre 9 et 24 km.

Mais on peut également constater des différences importantes au sein d'un même ensemble nuageux, soit que celui-ci présente plusieurs systèmes de bandes distincts et de longueurs d'ondes différentes, soit que l'espacement des bandes nuageuses varie graduellement d'un bord à l'autre du système, comme il est possible de le constater pour les nuages repérés par la lettre A sur la photographie N°13. Dans ce cas particulier la longueur d'onde passe de 14,4 km sur la bordure occidentale du système à 19,2 km sur sa bordure orientale. Ce phénomène assez remarquable n'est d'ailleurs pas rare à cet endroit.

Dans le cas d'un même ensemble nuageux, seules ont été considérées comme distinctes, les longueurs d'onde dont la différence est supérieure ou égale à 2 km, valeur qui correspond à la limite supérieure de l'erreur que l'on commet sur leur estimation.

Pour 90 mesures réalisées sur diverses régions de l'Europe Occidentale, nous avons tracé l'histogramme des fréquences des longueurs d'ondes observées. Il se présente sous la forme d'une distribution unimodale disymétrique, dont le maximum correspond aux longueurs d'onde comprises entre 12 et 16 km (aux environs de 14 km).

II.2.5. Extension des mouvements ondulatoires matérialisés par les nuages en bandes :

Ainsi que nous l'avons précédemment indiqué (§ II.2.2) les systèmes nuageux à structure ondulatoire ont une extension horizontale très variable. Nous avons essayé d'évaluer l'importance des mouvements ondulatoires qu'ils matériali-

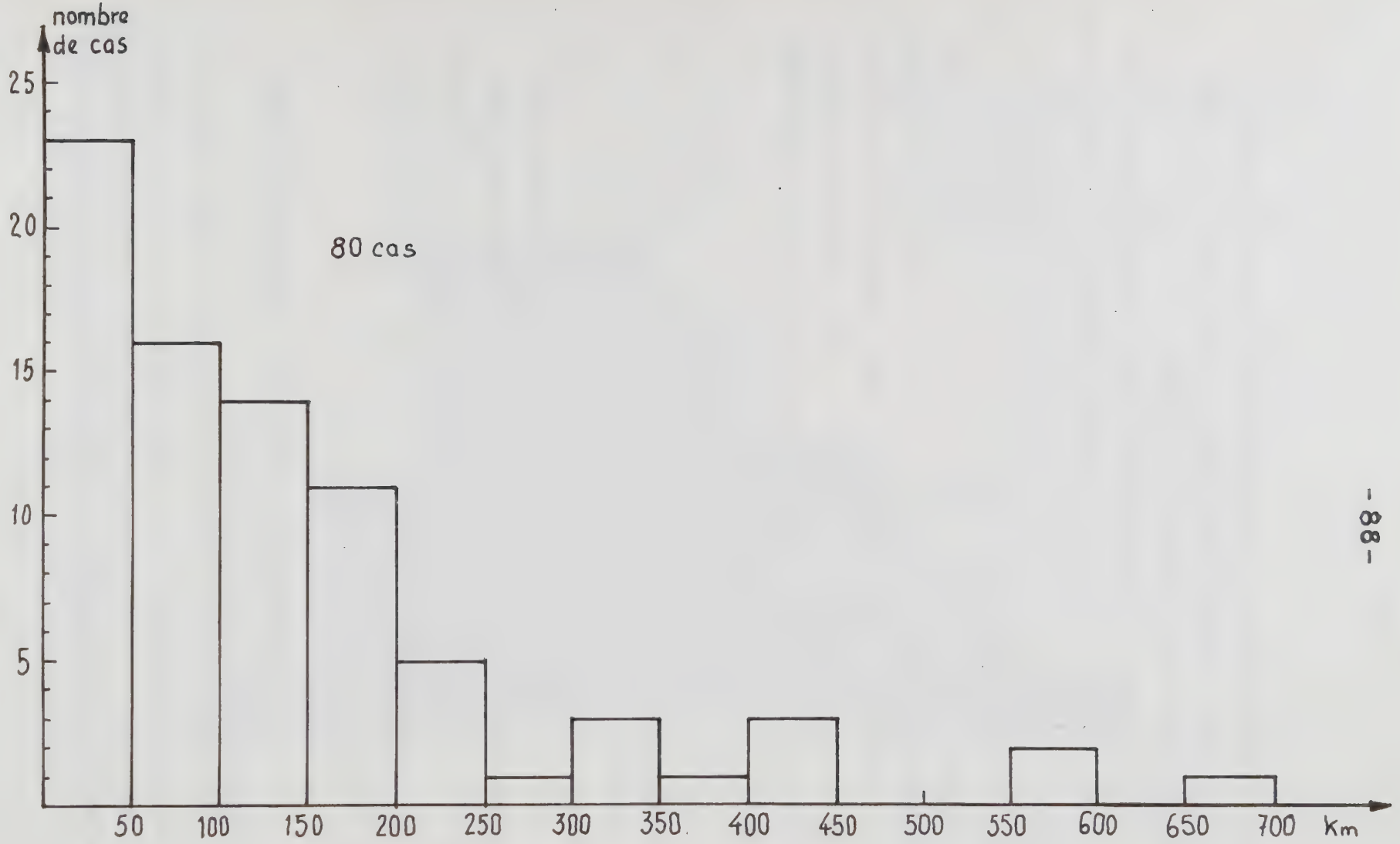


Fig. 38 - REPARTITION DES NUAGES EN BANDES EN FONCTION DE LEUR EXTENSION HORIZONTALE (longueur du système)

sent d'après la longueur des systèmes nuageux (longueur mesurée selon une direction perpendiculaire à celle des bandes de nuages), la longueur d'onde et, lorsque nous disposions des comptes-rendus de vol correspondants aux cas considérés, d'après les altitudes maximales atteintes par les planeurs.

extension horizontale :

La figure 38 donne la répartition des cas de nuages à structure ondulatoire en fonction de leur longueur :
- 28,7% d'entre eux ont une extension inférieure à 50 km ;
- 51,2% ont des dimensions comprises entre 50 et 200 km ;
- 20% seulement ont une longueur supérieure à 200 km.

extension verticale :

Pour 22 des 26 cas de nuages en bandes avec lesquels coïncidaient des vols de planeurs (§ II.1 recherches préliminaires), nous avons eu connaissance de l'altitude maximale atteinte par ces derniers. Les chiffres indiqués ne correspondent certes pas à la limite supérieure des mouvements ondulatoires, bien plus, peut-être sont-ils même, dans certains cas, très inférieurs au plafond possible des planeurs (planeurs sans équipement oxygène par exemple), cependant il nous a paru intéressant d'étudier la répartition des 22 cas considérés en fonction des altitudes réellement atteintes (fig.39). 16 de ces altitudes (soit 86,4%) sont inférieures ou égales à 6000 m, tandis que 3 d'entre elles seulement sont supérieures à 7000 m. Les plus fréquemment atteintes (64% environ) sont comprises entre 3000 et 6000 m.

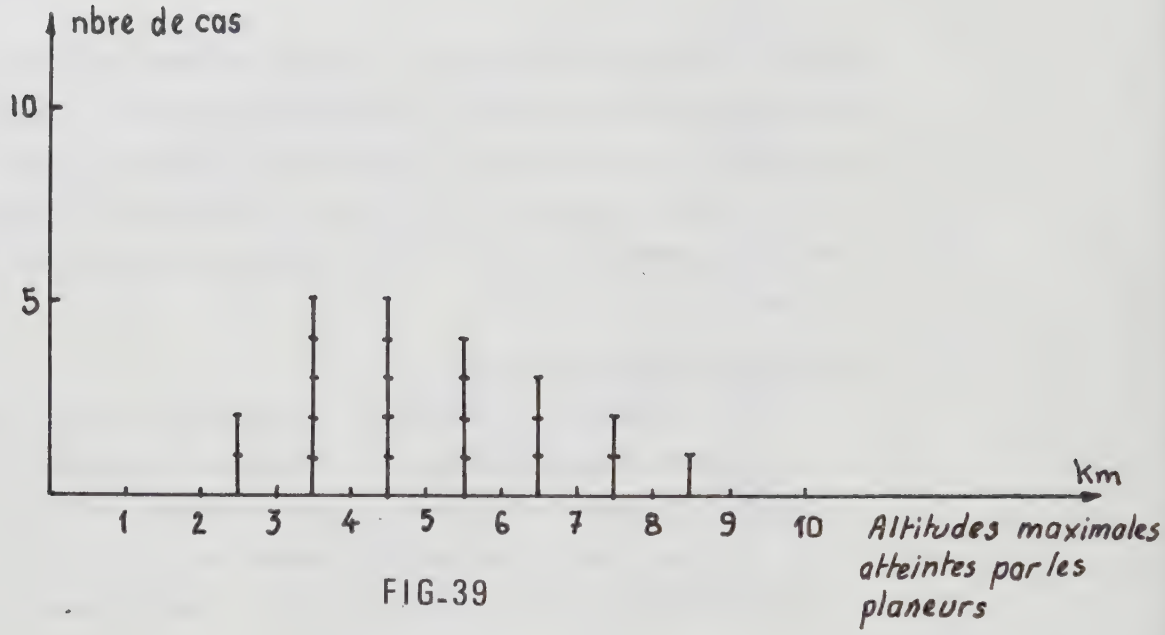


FIG-39

REPARTITION DES CAS DE NUAGES EN BANDES EN FONCTION DES ALTITUDES MAXIMALES ATTEINTES PAR LES PLANEURS

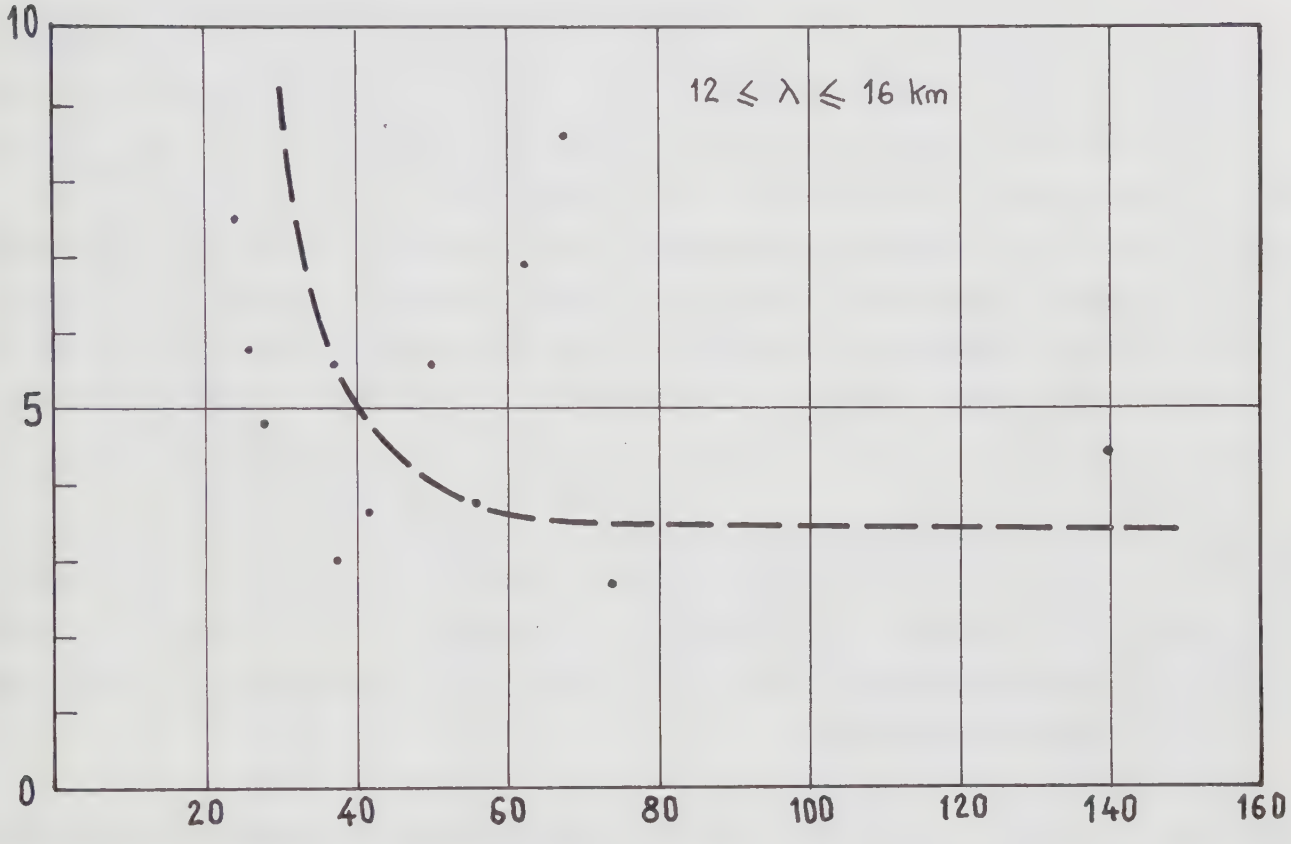
Bien que ces résultats doivent être considérés avec la plus grande prudence (échantillonnage réduit, données très grossières), ils suggèrent que, les mouvements ondulatoires associés aux nuages en bandes sont, le plus souvent, localisés dans la basse et la moyenne troposphère et qu'ils n'atteignent la limite supérieure de celle-ci que dans un nombre assez restreint de cas≠.

Extension horizontale et extension verticale des mouvements ondulatoires -

On peut se demander si les systèmes de nuages en bandes de grande extension horizontale sont associés à des mouvements ondulatoires de grande extension verticale ou s'ils matérialisent, au contraire, des ondes dont la propagation est essentiellement horizontale et dont les amplitudes

---

≠ ceci est d'ailleurs confirmé par le témoignage des deux pilotes professionnels qui ont répondu à notre enquête (§ I.3).



Altitudes maximales atteintes par les planeurs et extension horizontale des systèmes de nuages à structure ondulatoire

REGION DU BAS LANGUEDOC

Fig. 40

maximales à un niveau déterminé de la basse ou de la moyenne troposphère, décroissent verticalement de part et d'autre de ce niveau.

Nous avons tenté d'établir une corrélation entre l'extension verticale et l'extension horizontale des mouvements ondulatoires, en utilisant -avec toutes les réserves que nous avons émises à son sujet- le seul élément qui ait été à notre disposition : les indications relatives aux altitudes atteintes par les planeurs.

Le graphique N°40 sur lequel ont été portées, pour des longueurs d'onde de l'ordre de 14 km ($12 \leqslant \lambda \leqslant 16$ km), les altitudes maximales atteintes par les planeurs en fonction de l'extension horizontale du système nuageux suggère, malgré une dispersion des points assez importante, que les premières sont d'autant moins élevées que la seconde est plus grande. Seule une série d'expériences au cours desquelles la recherche du plafond et l'étude de la variation de l'amplitude des ondes en fonction de l'altitude seraient systématiques, pourrait permettre de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

II.2.6. Nature et altitude des nuages à structure ondulatoire :

L'interprétation des photographies de satellites, basée sur les notions de luminance et de forme des nuages (bibliographie*) reste, au moins dans certains cas, assez délicate si elle ne s'appuie pas sur l'examen de documents météorologiques complémentaires. Nous avons donc préféré placer l'étude de la nature et de l'altitude des nuages à structure ondulatoire dans le chapitre suivant où sont

---

*WMO N.T. 75 (1966) et WMO-NT 49 (1963)
Météorologie Nationale EERM/MS CEMS LANNION (1969)

analysées les situations météorologiques des journées au cours desquelles ils ont été observés.

II.2.7. Durée et évolution des systèmes nuageux à structure ondulatoire :

II.2.7.1. Principales difficultés rencontrées pour cette étude : L'étude de la durée et de l'évolution des systèmes nuageux à structure ondulatoire est difficile à faire à partir des seules photographies transmises par les satellites ESSA et NIMBUS. L'information fournie par les satellites de ce type est en effet par trop discontinue et sa répartition dans le temps par trop inégale : pour l'analyse d'un phénomène local on ne peut espérer obtenir plus de quatre clichés quotidiens qui sont séparés par des intervalles de temps de 3, 113 et à nouveau 3 minutes. Entre ces photographies et celles du jour suivant (ou précédent), il y a un "blanc" de 24 heures.

Certes, à certaines périodes de fonctionnement simultané des satellites ESSA et NIMBUS, aux images fournies par le premier peuvent venir s'ajouter celles prises, 20 à 50 minutes plus tard, par le second. Cette très intéressante possibilité ne s'est malheureusement présentée que de façon épisodique pendant la période sur laquelle porte la première partie de notre travail et nous n'avons trouvé que deux cas pour lesquels la double série de photographies était disponible.

Aux inconvénients inhérents à la trajectoire du satellite viennent parfois s'ajouter, aggravant encore la précarité de l'information, l'absence ou la mauvaise qualité technique des photographies. C'est ainsi qu'en fait, si, pour la quasi totalité des cas en fichier, nous avons pu disposer de couples de photographies prises à trois minutes d'intervalle, rares ont été ceux pour lesquels les images acquises au cours des orbites adjacentes étaient

présentes ou utilisables..

D'autre part, pour apprécier à partir de différentes photographies, le déplacement éventuel de l'ensemble d'un système nuageux déterminé ou des bandes qui le constituent, il convient de pouvoir localiser le phénomène avec une grande précision. Les grilles précalculées ne le permettant pas -nous le verrons sur quelques exemples précis- (§ II.2.5.2-b), il est nécessaire que soient visibles sur les photographies, des repères géographiques caractéristiques à partir desquels peut être effectuée une triangulation ou, plus simplement encore, lorsque les déformations ne sont pas trop importantes, une comparaison par superposition des images. Cette seconde méthode est décrite plus loin (§ II.2.7.2-b).

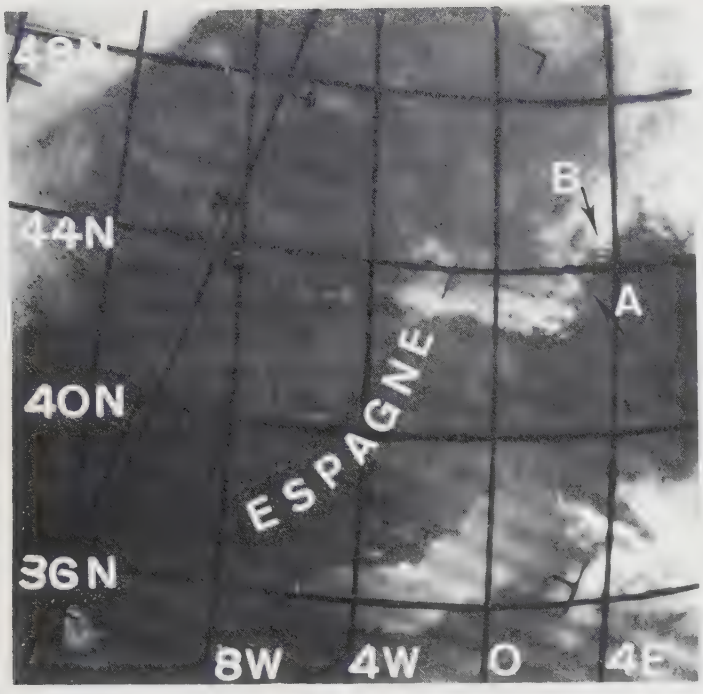
II.2.7.2. Méthodes utilisées et résultats obtenus :

a) évolution d'ensemble des systèmes nuageux à structure ondulatoire :

- évolution en 24 heures : les cas pour lesquels cette étude a été possible (une centaine environ) se répartissent en trois catégories. On peut estimer que :
  (1) pour 80% d'entre eux, les nuages en bandes visibles un jour donné, à un endroit déterminé, ne le sont ni la veille, ni le lendemain≠. Dans cette catégorie entrent, en particulier, tous les cas de nuages à structure ondulatoire trouvés en plaine et en mer.
  (2) pour 18% d'entre eux, ils sont remplacés, la veille ou le lendemain, par un nouveau système dont la forme et l'orientation des bandes sont différentes.
  (3) enfin, pour les 2% des cas restants, les systèmes nuageux que l'on peut observer, au même endroit, à 24 heures d'intervalle sont extrêmement semblables (longueurs d'ondes identiques, bandes d'allure et de

---

≠ciel clair, ciel nuageux mais sans organisation de bandes, ciel couvert



Photographie 14
20.03.1967 à 10H 34 TU ESSA 4 - 359

voir légende au § II.2.7.2. :
évolution dans un intervalle
de temps compris entre 3 et 113'

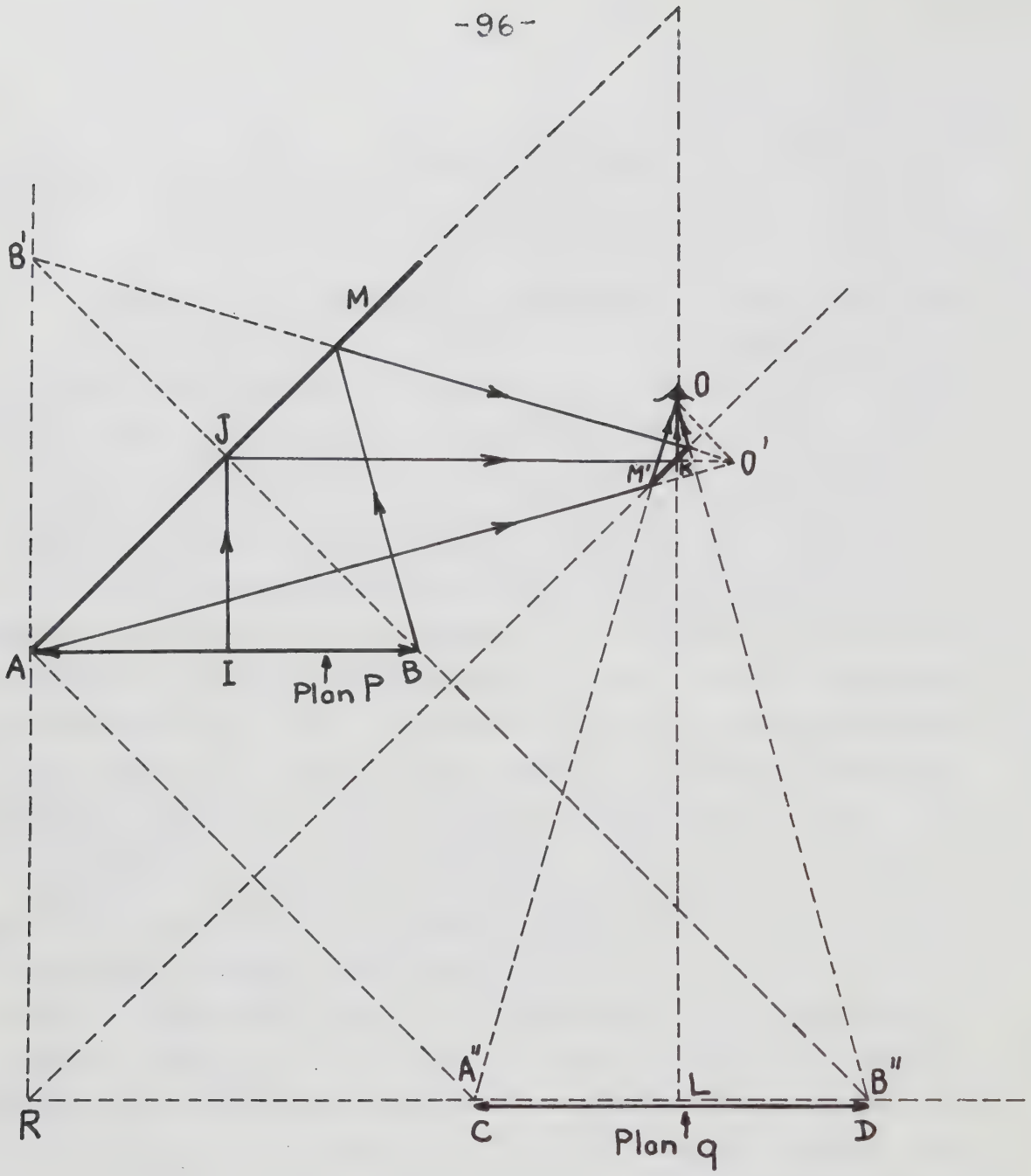
Photographie 15
20.03.1967 à 11H 29 TU NIMBUS 2 - 3701

direction analogues) et suggèrent l'existence de phénomènes ondulatoires susceptibles de persister longuement sans subir de notables modifications.

- évolution dans un intervalle de temps compris entre 3' et 113 minutes :

Pour 5 cas seulement, nous avons pu disposer de clichés pris à 20 ou 113 minutes d'intervalle. Les systèmes nuageux correspondants se situaient sur les Iles Britanniques (1 cas) et sur le Massif Central (1 cas) et au Sud-Est de celui-ci (2 cas), sur le versant Nord des Pyrénées (1 cas). Chaque fois, sur les deux séries de photographies, il nous a été possible de constater la présence, au même endroit, du même phénomène. Ainsi, sur les photographies prises le 20.03.1967 (photographies 14et15) par ESSA IV, puis, 35 minutes plus tard, par NIMBUS 2, on retrouve, en A et B les mêmes systèmes de 3 bandes respectivement situés sous le vent de l'Espinouse et du Mont Aigoual. L'image transmise par NIMBUS 2 dont l'altitude est inférieure à celle de ESSA IV a une bien meilleure résolution que la première photographie : on peut y voir en C, D et E d'autres ensembles nuageux à structure ondulatoire qu'il est difficile, voire impossible de déceler sur le cliché fourni par ESSA IV. Le système D situé entre les Baléares et la Sardaigne constitue un des exemples de nuages en bandes visibles en pleine mer. Si ces deux photographies permettent d'affirmer que les systèmes A et B sont stationnaires par rapport au relief, elles ne permettent pas de tirer de conclusions en ce qui concerne l'évolution des nuages visibles en C , D. et E .

Si l'on compare, enfin, les clichés pris à 3 minutes d'intervalle, les ensembles nuageux que l'on peut y observer paraissent, aux déformations de l'image près, rigoureusement identiques.



L'oeil de l'observateur, placé en O, voit simultanément :

- la photographie CD placée dans le plan q, à travers le miroir semi-transparent M'
- l'image A"B" de la photographie AB placée dans le plan P, après double reflexion sur les miroirs à 45° M et M'.

Fig_41 PRINCIPE DE LA CHAMBRE CLAIRE

b) évolution interne des systèmes nuageux à structure ondulatoire - Etude fine des bandes nuageuses :

Pour tenter de mettre en évidence un éventuel déplacement des bancs de nuages à l'intérieur des systèmes étudiés, nous avons essayé de comparer par superposition des photographies prises à des instants successifs. Pour cela, il a tout d'abord été nécessaire de choisir deux photographies sur lesquelles les nuages à comparer occupent sensiblement la même position par rapport au centre de la photographie, de façon que les déformations des deux images soient sensiblement équivalentes. Pour les mêmes raisons, seules des surfaces relativement restreintes sont susceptibles d'être superposables.

L'appareil que nous avons utilisé est une chambre claire* dont le principe est rappelé sur le schéma ci-contre. Il permet de comparer deux photographies (tirages sur papier) de même échelle placées respectivement dans les plans (P) et (q). Ce dispositif donne d'excellents résultats pour deux documents de contraste équivalent, ce qui n'était en général pas le cas de ceux que nous souhaitions étudier. Nous avons donc cherché à améliorer cette méthode.

Pour différencier l'image A"B" de AB, de la photographie placée dans le plan Q, nous avons tout d'abord réalisé un montage simple permettant d'éclairer une des photographies en lumière du jour, l'autre en lumière artificielle. La comparaison des nuages restant en général encore difficile, nous avons essayé d'obtenir un effet de relief par superposition d'une photographie classique et du tirage, sur papier, du négatif de l'autre photographie. Là encore, les différences de contrastes des documents ont considérablement atténué l'effet recherché.

---

*la chambre claire que nous avons utilisée, nous a été prêtée par l'Institut Géographique National.

Nous avons alors comparé des épreuves négatives sur gélatine, posées sur des supports de couleur différente. La superposition de deux bandes claires correspondant à l'intervalle entre deux bancs de nuages, se traduit par la composition des deux teintes primaires. Après essais, les couleurs retenues pour les supports ont été un rouge et un vert clair dont la composition donne du bistre.

Les planches en couleurs placées hors texte donnent un aperçu des résultats obtenus par ce procédé. Chacune des quatre figures a été réalisée en superposant deux photographies successives du même phénomène, par impression avec deux encres de couleur différente. Sur ces images, les nuages ainsi que les sommets enneigés des Alpes (a) et des Pyrénées (p) et de la Cordillère Cantabrique (c.c.) apparaissent fortement colorés en rouge ou en vert, alors que le sol et la mer, normalement sombres sur une épreuve positive, ne sont ici que très légèrement teintés. La couleur bistre correspond donc à la superposition des bancs de nuages.

Pour les systèmes A et B de la photographie du 22.12.66 (respectivement situés sous le vent de l'Espinouse et des Pyrénées Orientales), les bandes nuageuses sont parfaitement superposables. En raison des déformations de l'image, il n'est pas possible d'obtenir simultanément la coïncidence des systèmes A et B et de celui qui se situe dans la région de Logroño et que nous avons repéré par la lettre C.

Le même inconvénient se retrouve sur la photographie du 21.12.66 où l'on a au contraire cherché à étudier le système C au détriment des nuages visibles en A, en aval de l'Espinouse et en B, sous le vent du Mont Aigoual.

La superposition des photographies du 28.12.66 sur lesquelles apparaissent nettement les reliefs alpins et pyrénéens, montre que sur chacune d'elles, le système A

occupe sensiblement la même position, au Sud-Est du Massif Central (m.c.), en aval de l'Espinouse. Elle fait également ressortir l'insuffisance, pour ce genre d'étude, des grilles de repérage géographique habituellement utilisées et dont -comme nous l'indiquons en légende- il convient de faire abstraction, à l'exception des photographies du 13.12.66.

L'examen des différentes images des planches I et II à l'aide de l'écran rouge, puis de l'écran vert des lunettes bicolores qui les accompagnent, permet de retrouver chacune des photographies de base et de constater la similitude de forme et de position des bandes nuageuses.

Les parties bistres apparaissent avec un certain relief, si l'on utilise simultanément, pour examiner les systèmes nuageux à structure ondulatoire, les écrans rouge et vert des lunettes bicolores. Appliquée à des photographies prises, à 5, 10, 15... minutes d'intervalles, cette méthode de comparaison pourrait effectivement permettre de suivre l'évolution des bancs de nuages. Par contre, son application aux couples de photographies espacées de 3 minutes ne permet pas de conclure à l'immobilité des bandes nuageuses, leur éventuel déplacement dans l'intervalle de temps considéré risquant d'être trop faible pour être perceptible≠. Quelques problèmes peuvent également se poser lorsqu'il s'agit de comparer les photographies d'ESSA et de NIMBUS qui, prises à des altitudes différentes, ne sont pas à la même échelle. Il n'est en effet pas toujours possible, en raison de l'anisotropie

---

≠ Ainsi considérons, sur la photographie 2619 du 22.12.66, la bande nuageuse du système B désignée par la flèche inférieure En admettant que cette bande se déplace à la vitesse du vent (le vent moyen entre 0 et 9 km est de 45 Kt), sa position sur la photographie 2620 devrait se situer à 4,5 km, c'est-à-dire à une demi-largeur de bande environ, au Sud de la précédente. Aucune méthode ne peut permettre d'évaluer, à partir de deux photographies différentes un si faible décalage.

Légende des planches I et II :

Les explications détaillées concernant ces planches figurent dans le texte. Nous rappelons donc, simplement, ici le principe de leur réalisation et nous indiquons les caractéristiques des systèmes nuageux à structure ondulatoire qui y figurent.

Ces planches ont été réalisées en superposant, pour chacune des figures, deux photographies successives de mêmes ensembles nuageux, à structure ondulatoire, par impression avec des encres de couleur différente. Les bancs de nuages apparaissent avec un certain relief si on utilise pour les examiner, les lunettes bicolores prévues à cet effet.

Il convient de faire abstraction du décalage des grilles que nous avons conservées dans le seul but de différencier les photographies qui composent chaque image.

Les lettres a, m.c., p, c.c. désignent respectivement les Alpes, le Massif Central, les Pyrénées, la Cordillère Cantabrique.

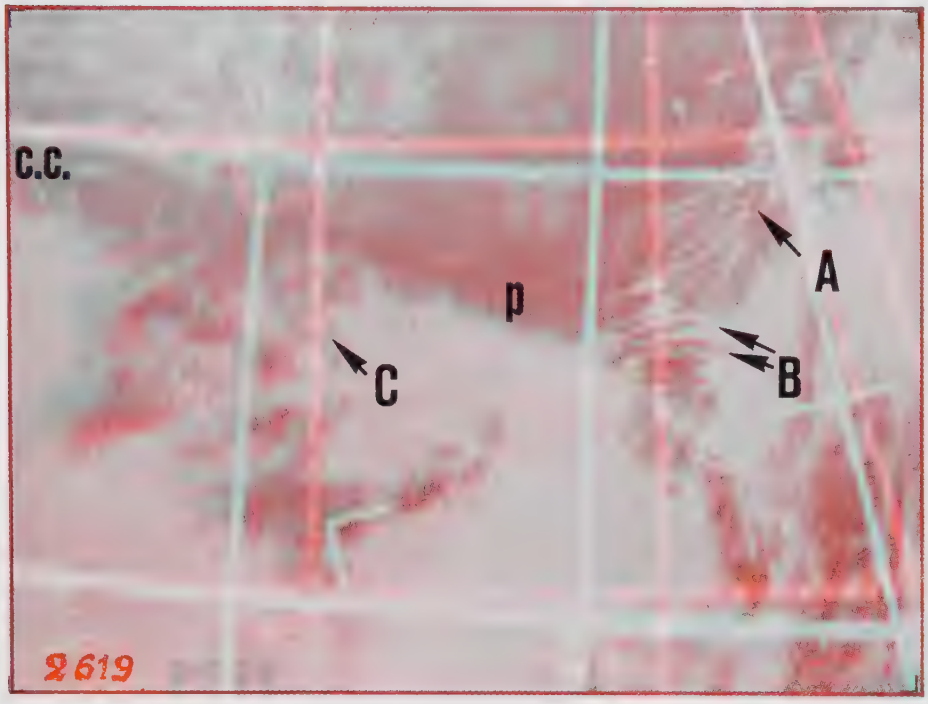
Caractéristiques des systèmes nuageux

photographies	système	position	relief générateur	longueur d'onde
22.12.66	A	Bas-Languedoc	Montagne Noire Espinouse	13,5km
	B	Pyrénées - Orientales	Massif du Carlite, Massif du Canigou Albères	15km à W du système 19km à E
	C	Espagne du N (Logroño)	Col Pyrénées/ Cantabriques	11 km
28.12.66	A	Bas-Languedoc	Espinouse	12,5km
21.12.66	A	Bas-Languedoc	Espinouse	12 km
	B	Massif Central	Mt Aigoual	12 km
	C	Espagne du N (Logroño)	Col Pyrénées/ Cantabriques	12 km
13.12.66 (cf.photo11)	A	N-W d'Espagne	Mts Cantabriques	13 et 22,5km

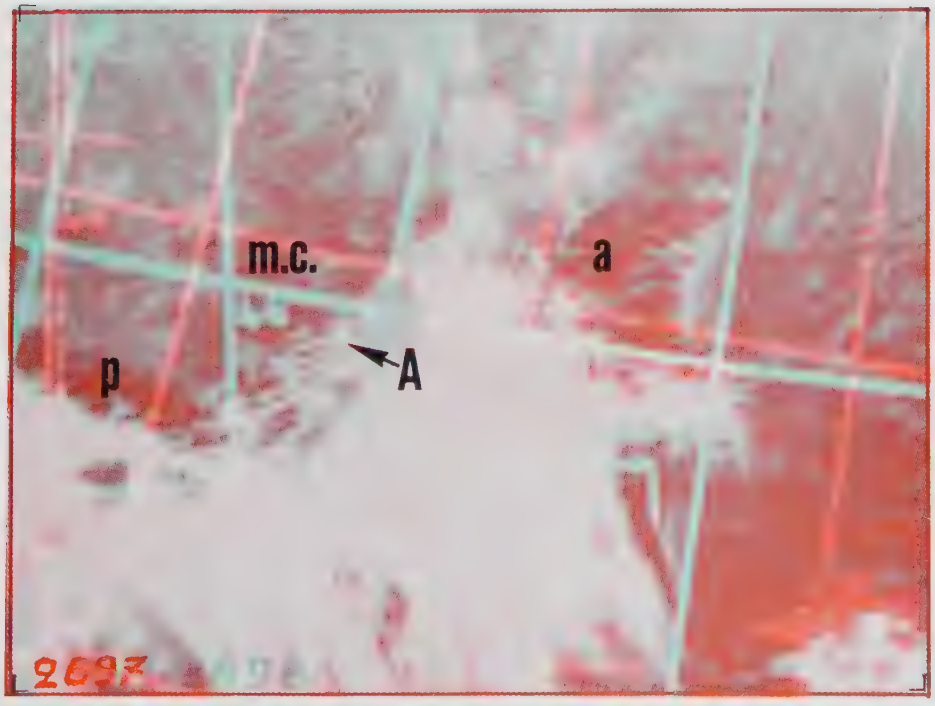
quelques remarques : il convient de noter la grande similitude qui existe d'une part entre les systèmes A et B du 21.12.66 et ceux du 20.03.67 (photos 14 et 15), d'autre part entre le système B du 22.12.66 et le système A du 6.01.67 (photo 13).

ANALYSE STEREOSCOPIQUE

DE QUELQUES CAS DE NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE.



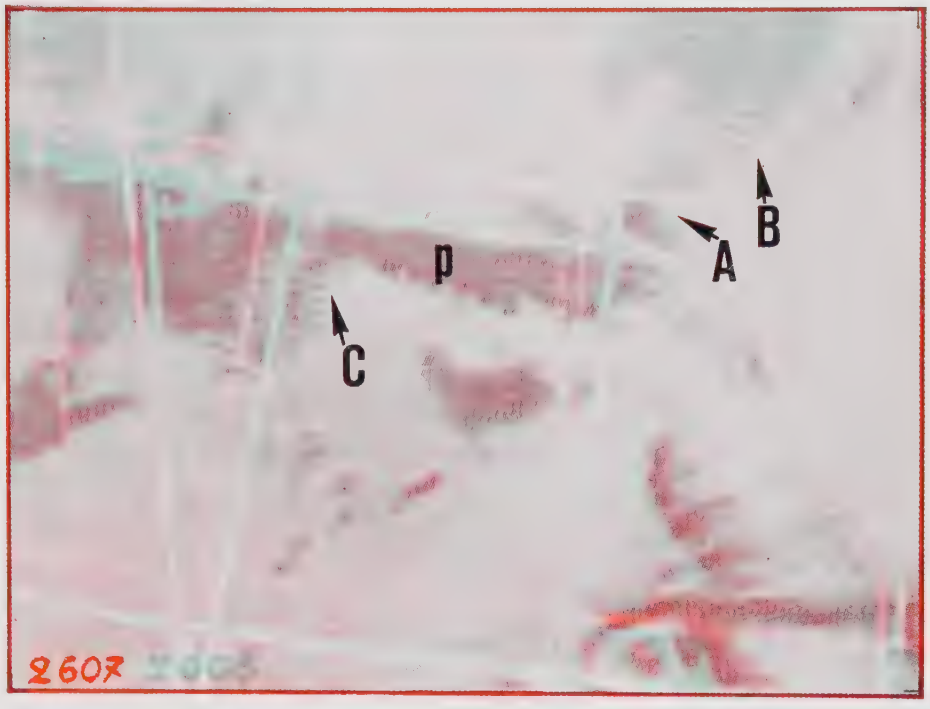
22-I2-66 "NIMBUS-2" IOh45 et IOh48 T.U.



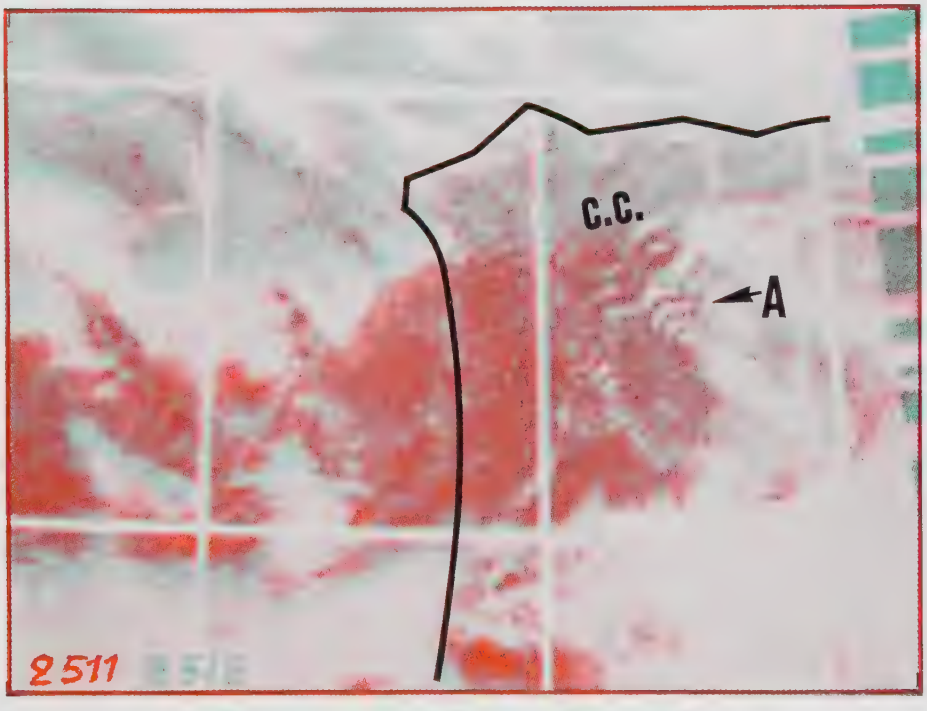
28-I2-66 "NIMBUS-2" IOh58 et IIhOI T.U.

PLANCHE I

ANALYSE STEREOSCOPIQUE
DE QUELQUES CAS DE NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE.



2I-I2-66 "NIMBUS 2" IIhI8 et IIh22 T.U.



I3-I2-66 "NIMBUS 2" I2hI3 et I2hI6 T.U.

PLANCHE II

des déformations, de les rendre superposables par simple agrandissement ou réduction photographique. Il conviendrait, en fait, de disposer de photographies corrigées des distorsions géométriques et opto-électroniques.

Pour les quelques cas qu'il nous a été possible d'étudier ainsi, nous avons pu constater que si, dans un intervalle de 25 à 110 minutes, l'ensemble du système nuageux à structure ondulatoire occupe sensiblement la même position par rapport au relief, la direction des bandes, elle, peut avoir variée de 20 à 40°.

c) conclusions :

Les photographies des satellites ESSA et NIMBUS se prêtent mal à l'étude de l'évolution des systèmes nuageux à structure ondulatoire et, de façon plus générale d'ailleurs, à celle de tout phénomène dont l'échelle de temps est de l'ordre de quelques heures.

En particulier, elles ne nous ont pas permis de déterminer la durée des très sporadiques cas de nuages en bandes observés en région de plaine ou de mer, ni de savoir s'ils sont ou non stationnaires.

En ce qui concerne les phénomènes visibles à proximité de reliefs montagneux, ils sont, pour la plupart, stationnaires. La durée de vie de tels ensembles nuageux semble pouvoir atteindre, dans certains cas, 24 heures, mais les changements constatés dans l'orientation des bancs de nauges qui les constituent suggèrent qu'ils sont soumis à des fluctuations internes beaucoup plus rapides dont l'étude nécessite des observations et des mesures in situ.

C H A P I T R E III

RECHERCHE DES FACTEURS QUI DETERMINENT L'APPARITION DE NUAGES A STRUCTURE ONDULATOIRE ET LEURS CARACTERISTIQUES (dimensions, longueur d'onde, etc...)

Qu'ils soient théoriques ou expérimentaux, tous les travaux sur les ondes de relief s'accordent à reconnaître le rôle fondamental de deux facteurs :

- le relief qui intervient par ses dimensions et par sa forme ;
- et le courant atmosphérique qui l'aborde (profil vertical de la vitesse du vent et de la température).

Il était donc naturel, pour l'étude des conditions de formation des nuages à structure ondulatoire d'essayer d'analyser les paramètres météorologiques et géographiques susceptibles d'entrer en jeu.

III.1.- ETUDE DES FACTEURS METEOROLOGIQUES :

III.1.1. Principales situations synoptiques ayant donné lieu à des cas de nuages à structure ondulatoire :

Les nuages en bandes constituant, en général, un phénomène relativement local, on pourrait être tenté de né-

gliger l'examen de la situation météorologique synoptique, au profit d'une étude approfondie de la répartition verticale du vent, de la température et de l'humidité mesurées par les stations de sondages les plus proches. Cependant, la comparaison des cartes météorologiques synoptiques relatives aux journées pour lesquelles les photographies de satellites montrent dans une même région, des phénomènes d'apparence semblable, fait souvent apparaître de grandes similitudes topographiques. Nous citerons pour exemple les nuages visibles d'une part le 21.12.66 et 19.03.67 sur le Midi de la France et sur l'Espagne, d'autre part le 21.10.67 et le 4.05.68 sur le versant Nord des Pyrénées (cf. photographies n°16 et 17 ; 19 et 20).

Les situations météorologiques du 21.12.66 et du 19.03.67, très semblables, sont caractérisées (cf. cartes correspondantes au § III.1.1.1.a) par la présence, tant au sol qu'en altitude, d'une cellule anticyclonique centrée au large de la Vendée, tandis qu'une zone dépressionnaire s'étend sur l'Europe, des Pays Scandinaves à la Méditerranée Centrale. Sur la face Est de l'anticyclone circule un rapide courant perturbé de NNW à N.

Les cartes du 21.10.67 et du 4.05.1968 (cf. cartes correspondantes au § III.1.1.1.b) montrent au contraire sur l'Europe un flux rapide de SW déterminé par la présence d'un talweg sur le proche Atlantique.

Nous avons étudié les situations météorologiques correspondant à la plupart des cas de nuages à structure ondulatoire visibles sur la région du Bas Languedoc et sur l'Espagne du Nord. Cette étude a également été faite -au moins en partie- pour le versant Nord des Pyrénés et les Iles Britanniques. Elle a permis de définir, pour chacune de ces zones, un éventail plus ou moins

large de situations isobariques favorables, qui se compose généralement de deux ou trois situations "types" très caractéristiques, de situations à caractère hybride que l'on peut considérer comme étapes de transition entre deux des situations types précédentes et enfin de quelques cas particuliers.

En dépit de leur intérêt sur le plan de la prévision locale, il serait long et fastidieux de décrire ici les résultats obtenus pour chacune de ces régions, d'autant plus que certains d'entre eux sont parfois communs à plusieurs zones. Aussi avons-nous préféré les regrouper pour donner une description plus générale -mais par conséquent forcément incomplète- des principales situations isobariques favorables, en essayant de dégager ceux de leurs caractères qui semblent jouer un rôle important dans l'apparition du phénomène étudié.

III.1.1.1. Description des principales situations isobariques favorables :

Il est toujours extrêmement délicat de faire entrer un grand nombre de situations météorologiques dans le cadre rigide d'une classification. Les analogies précédemment citées, entre les phénomènes observés et les situations météorologiques correspondantes nous ont cependant conduits à en établir une, basée sur la topographie de la surface 500 mb et sur la répartition géographique des nuages à structure ondulatoire.

A) Circulations quasi-méridiennes :

Ce sont les situations pour lesquelles le flux en altitude présente des ondulations de grande amplitude déterminant une circulation quasi méridienne sur l'ensemble de l'Europe Occidentale. Elles permet-

tent généralement d'observer de nombreux ensembles nuageux en bandes, répartis sur une large bande de latitude (largeur de l'ordre de 20 à 30° de latitude). Nous en distinguerons deux types principaux :

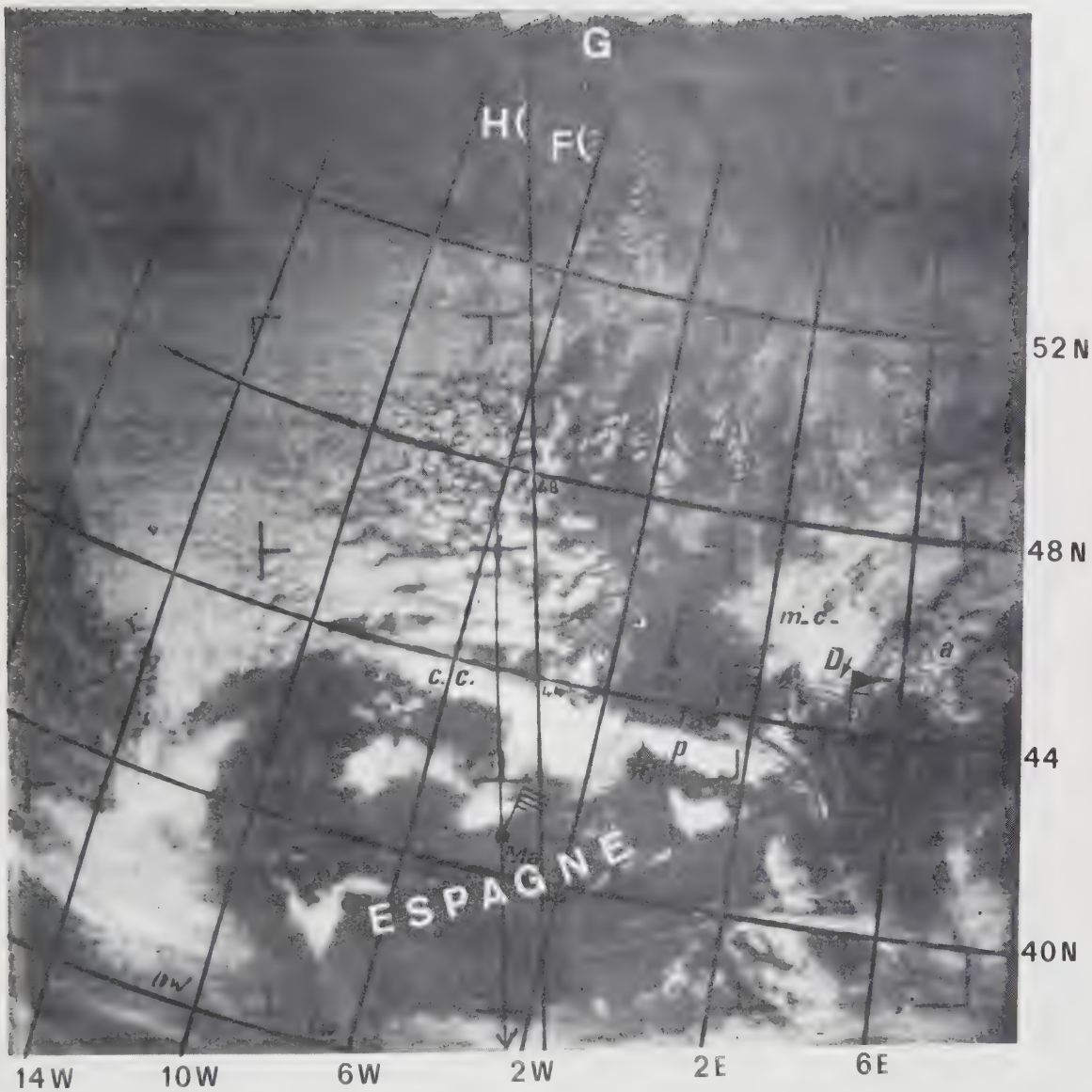
A)-a) <u>situations de Nord-Ouest à Nord</u> :

A ce type appartiennent les situations du 21.12.66 et du 19.03.67 précédemment citées≠. Leurs principaux caractères sont les suivants : <u>au sol</u> (cartes Ia, Ib, IIa, IIb), un puissant anticyclone (1035 à 1040 mb) est centré au large de la Vendée (approximativement par 45° N et 20° W), tandis qu'une zone dépressionnaire s'étend sur l'Europe, des Pays Scandinaves à la Méditerranée Centrale. Les familles de perturbations atlantiques, après avoir contourné l'anticyclone par le Nord, traversent successivement les Iles Britanniques, la France et l'Italie du Nord. La nébulosité lorsqu'elle est forte, l'est surtout sur l'ensemble des régions situées au Nord du Massif Central, des Pyrénées et des Alpes, qui, par l'effet de fochn qu'ils produisent, atténuent notablement l'activité des fronts sur les régions méditerranéennes et l'Espagne du Nord.

<u>En altitude</u> (carte IIIa et IIIb), la zone de hautes pressions atlantiques, sensible à tous niveaux, se traduit par la présence d'une vaste cellule anticyclonique, visible sur les cartes à 500 mb, et dont le centre coïncide approximativement avec celui de l'anticyclone de surface ou se trouve, dans certains cas, légèrement décalé vers le Sud et situé alors au large du Portugal. A l'Est des hautes

---

≠ de même d'ailleurs que celles du 5.12.66 et du 18.03.67 citées au Chap.II-§II.2.2 et du 20.03.67 dont il a été question au Ch.II §II.2.5.2.



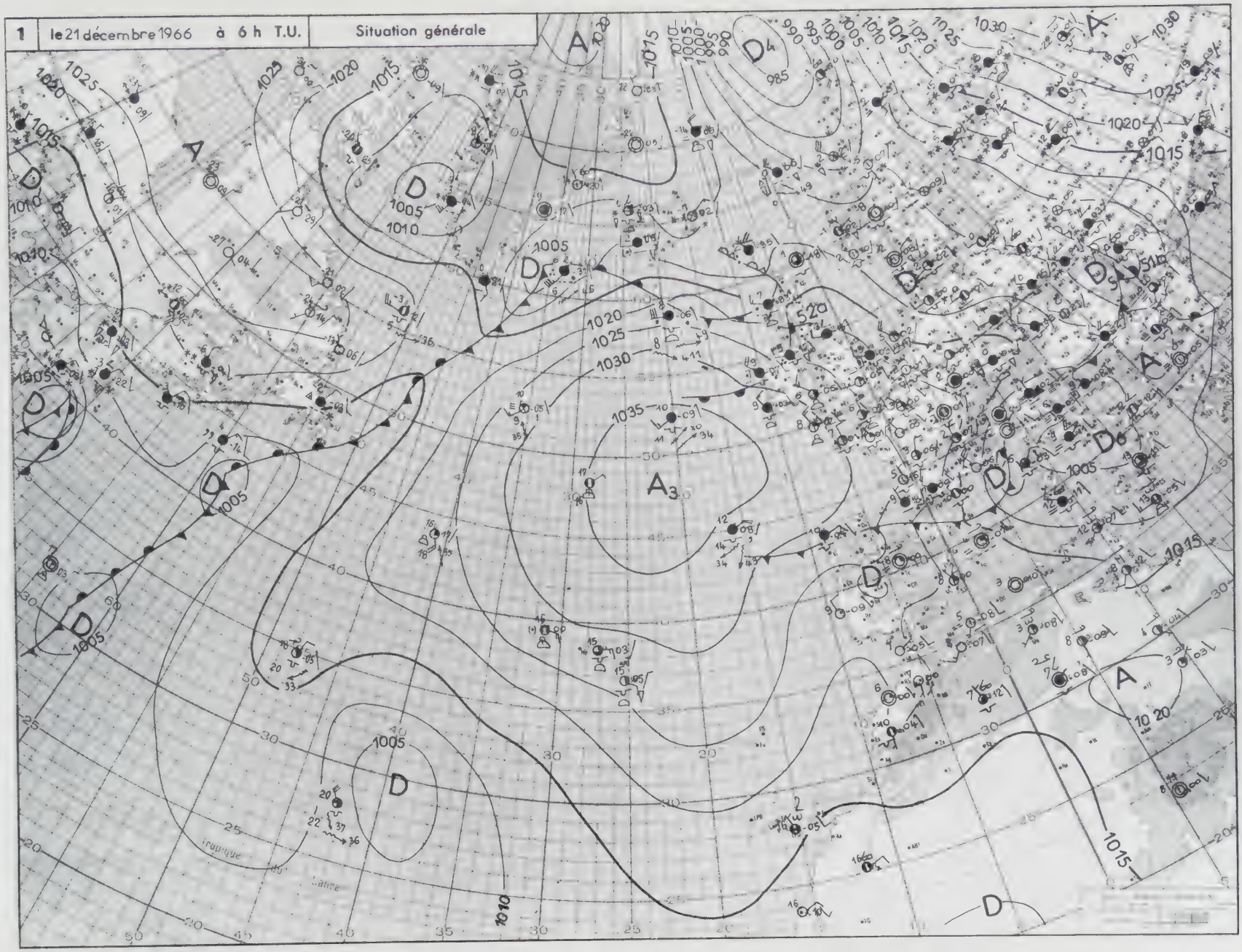
Photographie n°16

21 DECEMBRE 1966 à 11H 22 TU — NIMBUS 2 - 2608

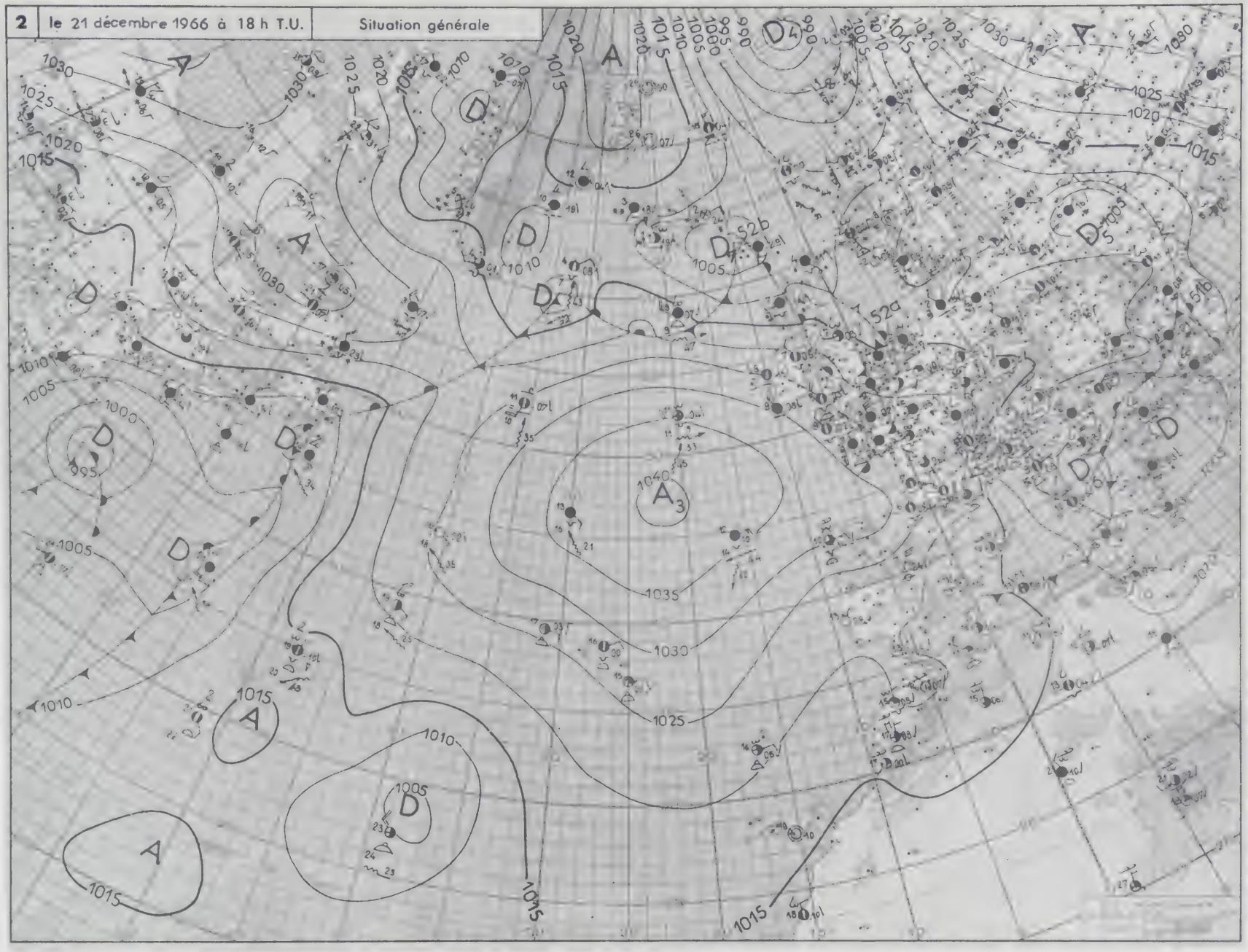
Les ensembles nuageux à structure ondulatoire visibles sur cette photographie sont situés sur les Iles Britanniques (F, G, H), sur la France : sous le vent des Monts d'Aubrac (D), de l'Espinouse (A) et en Espagne, dans la région de Logrono (C). Toutes les caractéristiques de ces systèmes ont déjà été données avec les planches en couleur I et II, à l'exception des nuages situés sur les Iles Britanniques (longueurs d'onde : 21 Km en G, 22 Km en F, 20 Km en H).

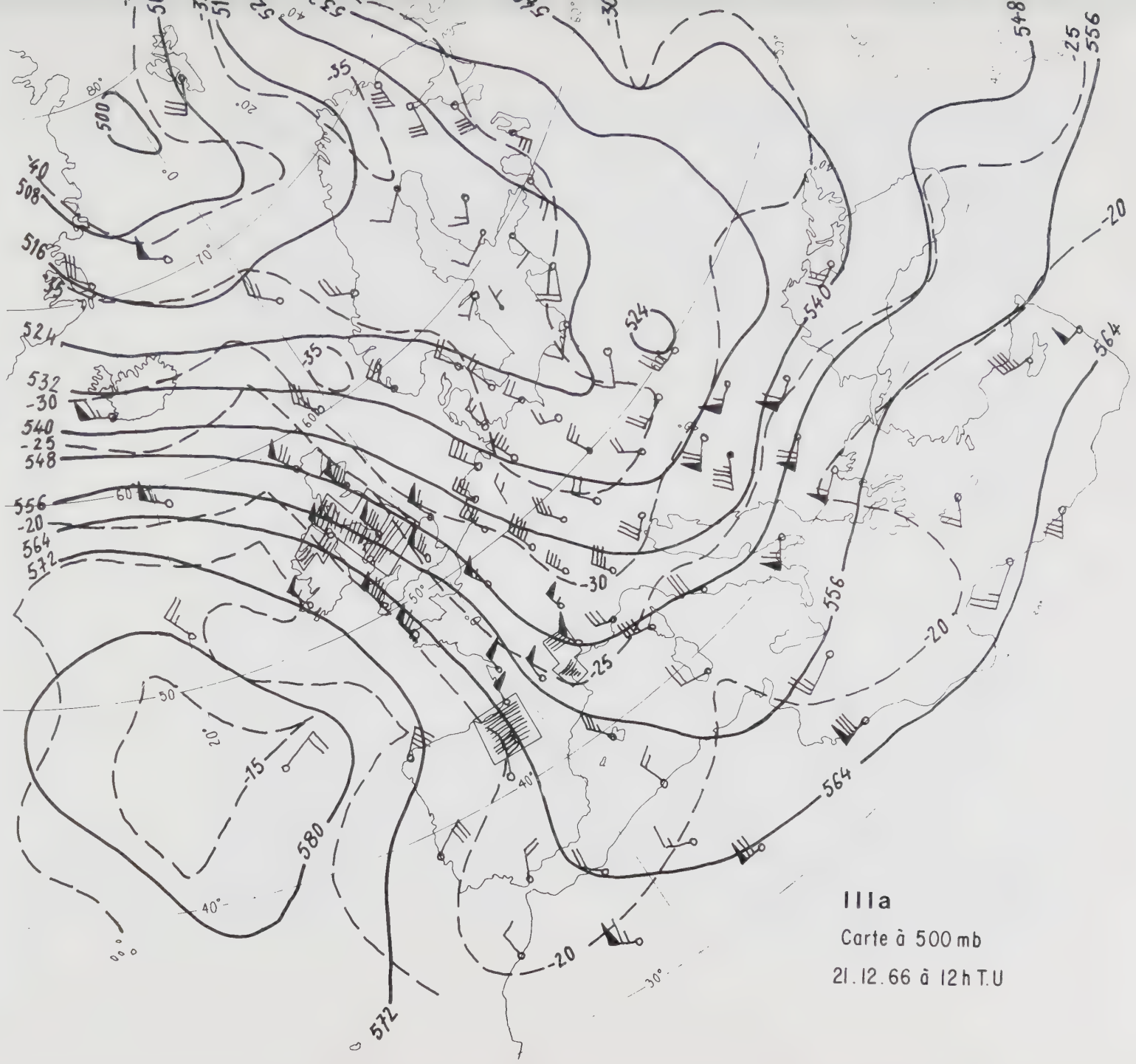
Vents à 700 mb à 12H TU à Aldergrove (Al), Bordeaux (Bo), Toulouse-Blagnac (TB), Nîmes (Ni) et Madrid (Ma).

Noter la grande similitude des nuages en bandes qui apparaissent sur cette photographie avec ceux de la photographie du 19 mars 1967.


1 le 21 décembre 1966 à 6 h T.U. Situation générale

CARTE IIa

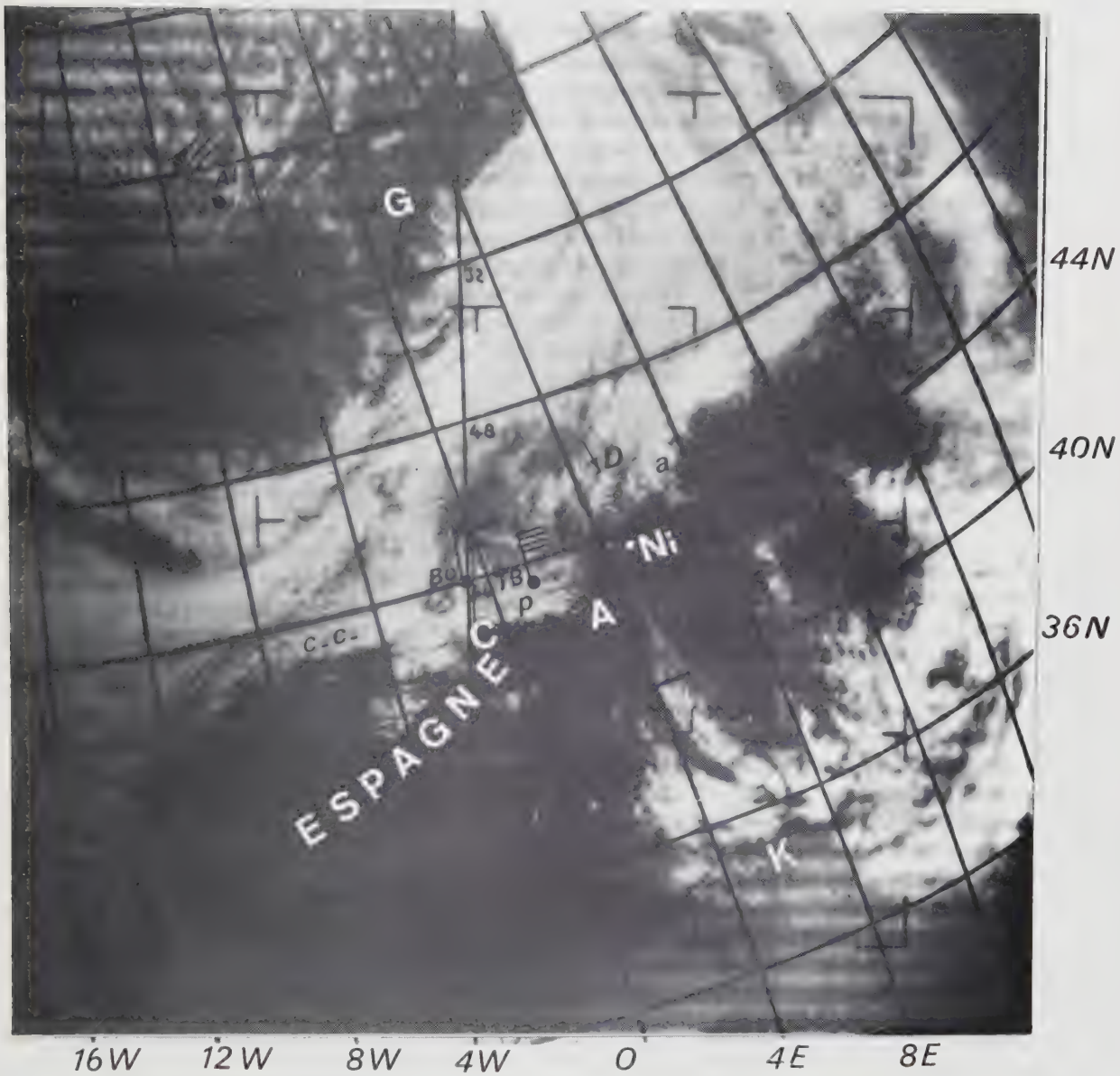




IIIa

Carte à 500 mb

21.12.66 à 12h T.U



Photographie n°17

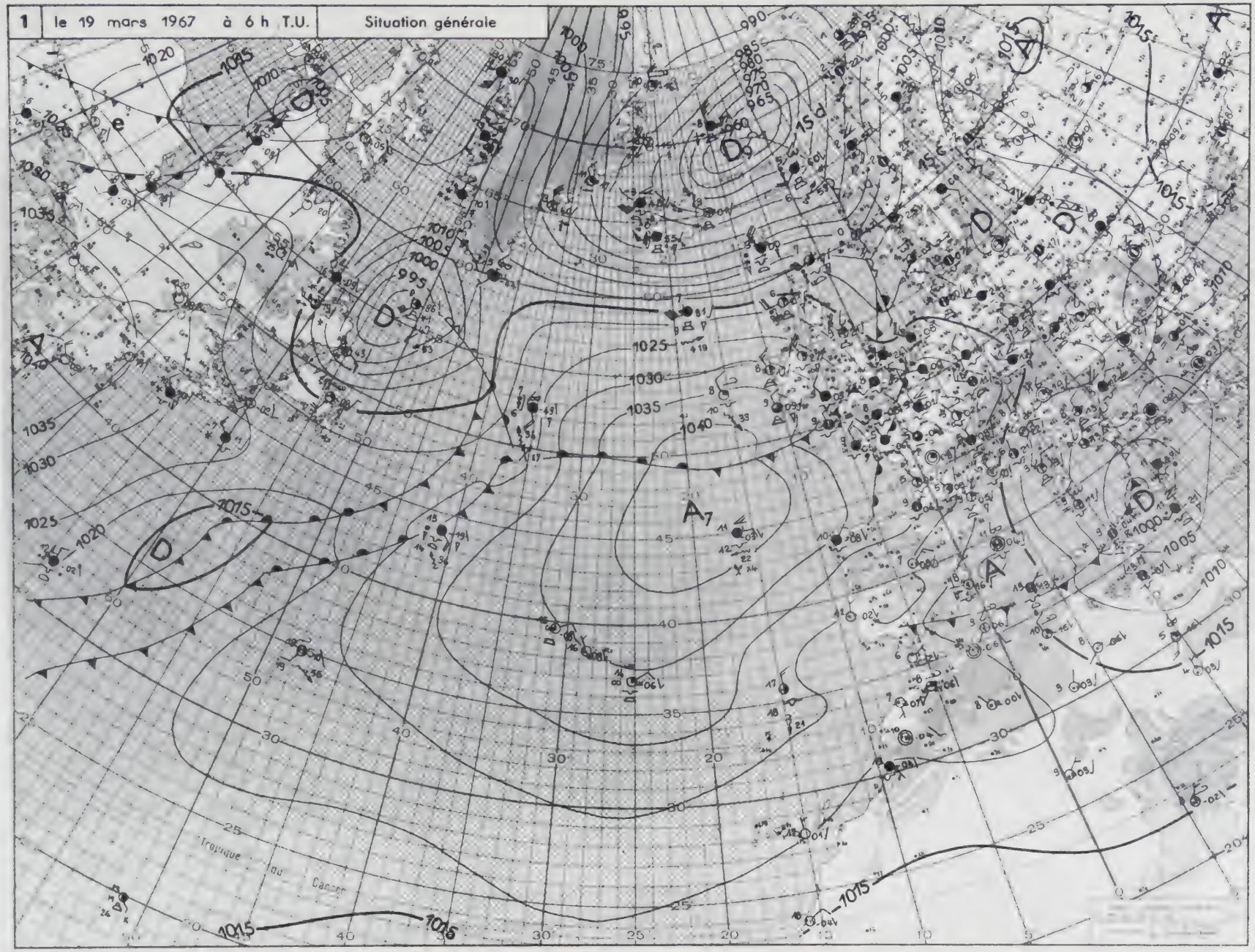
19 MARS 1967 à 10H 19 TU

ESSA 4 - 351

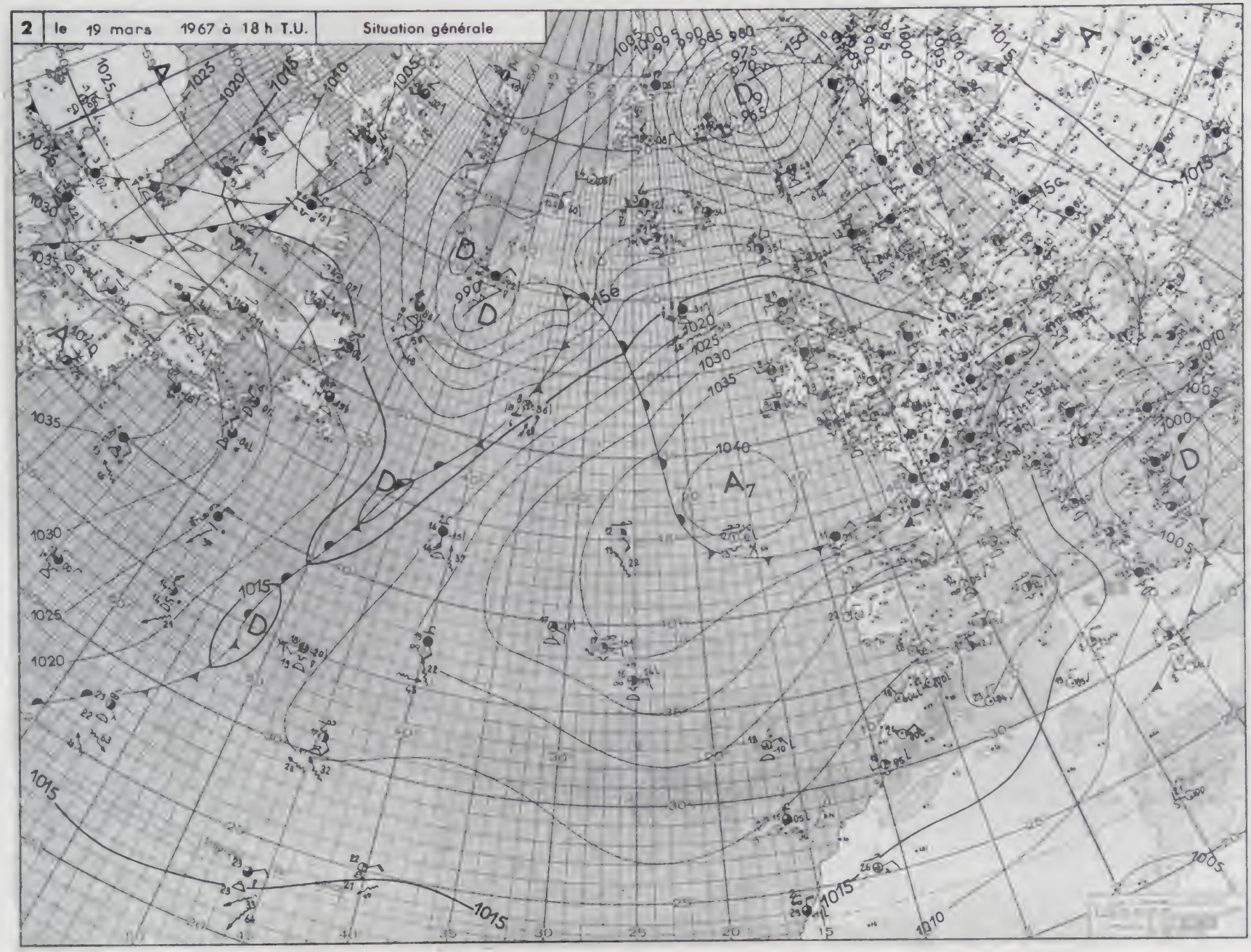
Circulations quasi-méridiennes de NNW à N : Cette photographie montre des ensembles nuageux à structure ondulatoire disposés de façon identique à ceux du 21-12-66 (Photo n°16) : Iles Britanniques (G), Mts d'Aubrac (D) et vallée du Rhône (au Nord de Nîmes), Espinouse (A) et région de Logrono (C). Il y en a de plus dans la région d'Alger (K). Les vents indiqués sont ceux au niveau 700 mb à 12H. A Nîmes, ils soufflaient de NNE avec une force de 65 Kt.

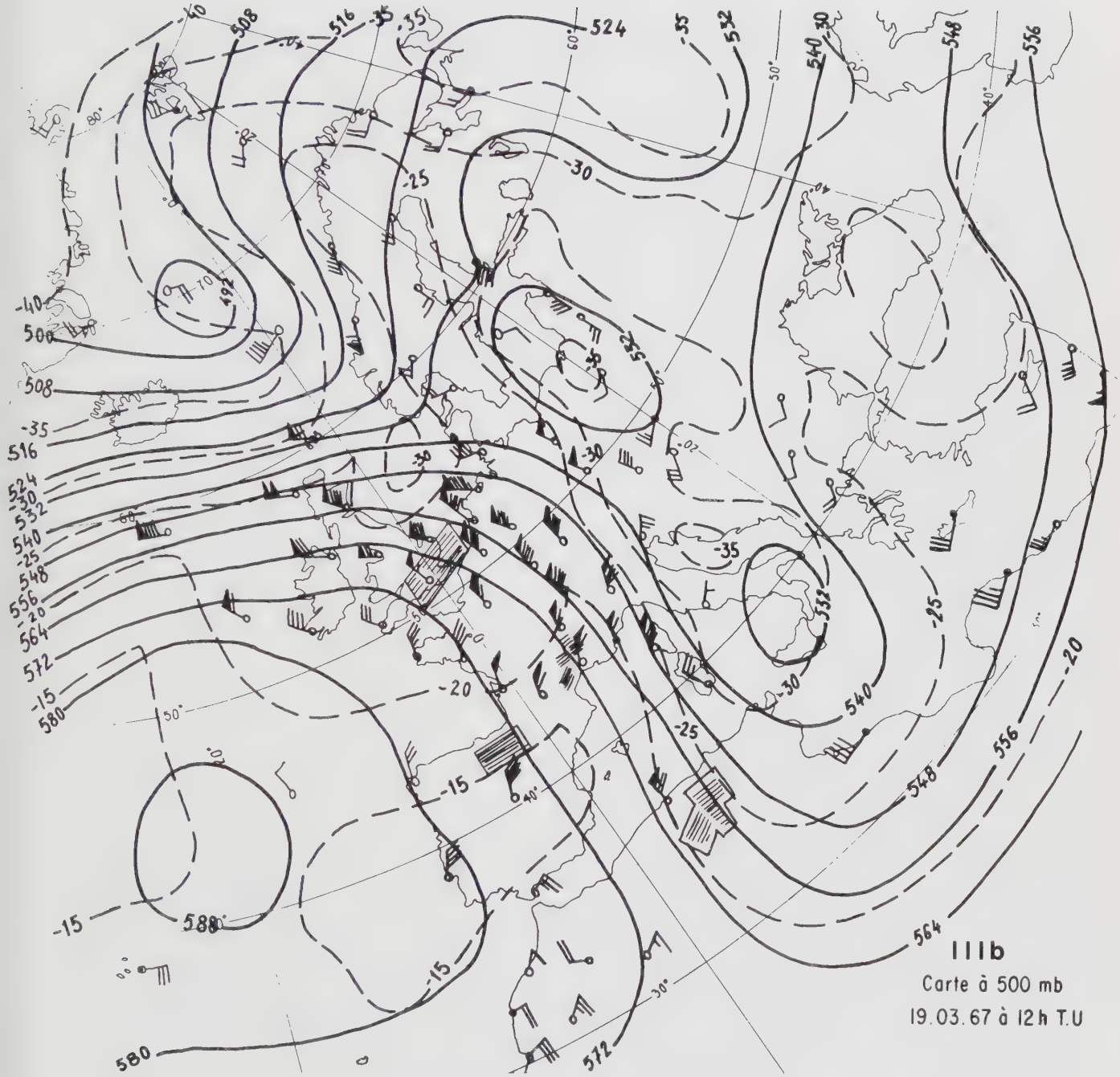
Longueurs d'onde : 17,3 Km en D ; 22 Km sur la vallée du Rhône ; 14,4 Km en A

CARTE Ib


1 le 19 mars 1967 à 6 h T.U. Situation générale
Tropique du Cancer

CARTE IIb

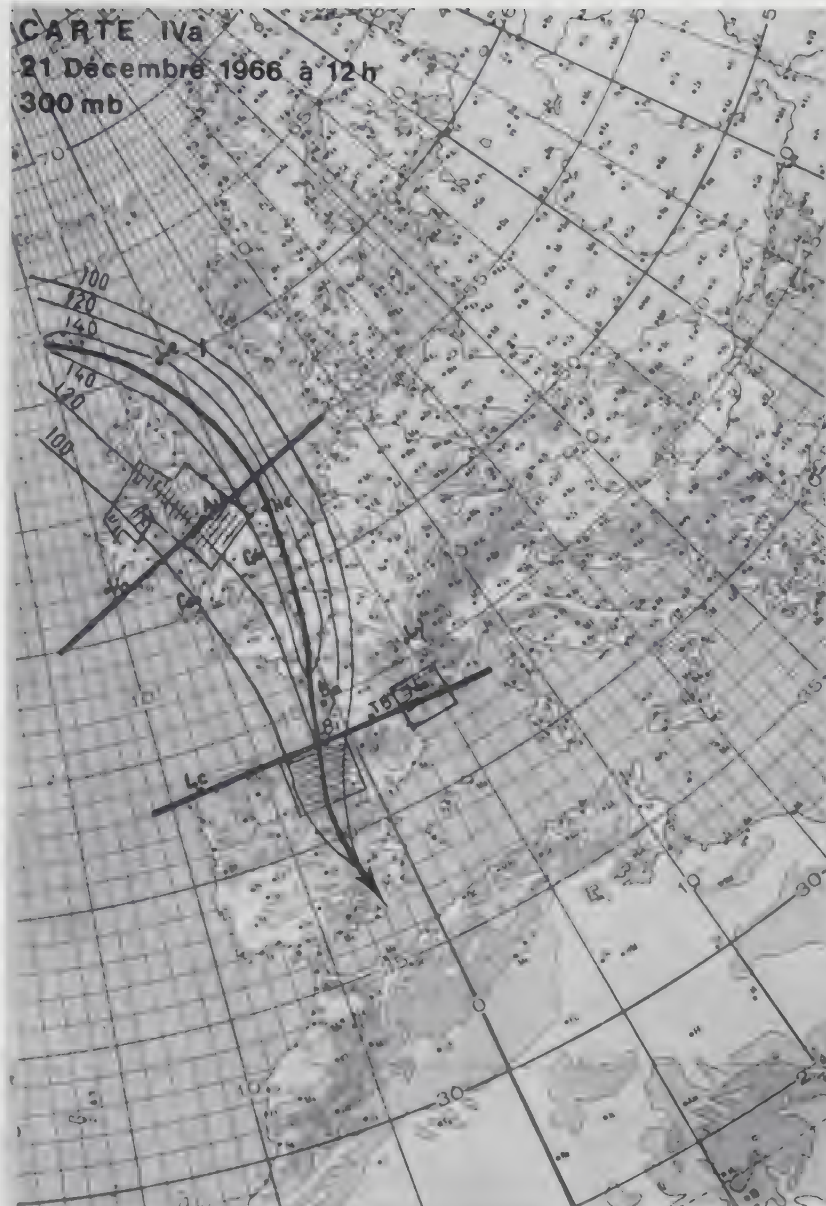




III b

Carte à 500 mb

19.03.67 à 12 h T.U


CARTE IVa
21 Décembre 1966 à 12h
300 mb
100
120
140
140
120
100
Lc

CARTE IVb
19 Mars 1967 à 12h
300 mb
100 Kt
80 Kt
60 Kt

pressions se produit généralement une invasion froide de Nord, donnant lieu à un fort gradient thermique horizontal sur la bordure orientale de l'anticyclone. Dans plusieurs cas, on peut noter la présence d'une goutte froide (-25° à -30°) sur l'Allemagne ou l'Italie. Cette descente froide semble exercer une poussée sur la face Est de l'anticyclone et sa progression vers le Sud paraît avoir une action déterminante sur l'orientation et le resserrement des lignes de niveaux sur le midi de la France et l'Espagne du Nord ≠: en effet, selon qu'elle se déplace de NE en SW ou de NW en SE, le flux sera de N à NNE ou de NNW à NW sur ces régions.

Ce type de situation détermine l'établissement sur l'Europe Occidentale d'un courant rapide de NW à Nord, généralement surplombé par le courant Jet du front polaire (cartes IV a, b). Sur la vallée du Rhône, le Bas Languedoc et le Roussillon soufflent le Mistral, le Cers et la Tramontane.

Sur les cartes en altitude du 21.12.66 et du 19.03.67 nous avons indiqué la disposition des bandes nuageuses observées ces jours-là. Les nuages se situent dans la zone de fort gradient des lignes de niveau correspondant au "tube" de vents forts. Les bandes sont transversales mais leur axe (direction normale aux bandes) s'écarte parfois sensiblement de la direction générale du flux. Cet écart est particulièrement sensible au sein du système A de la photographie du 22.12.66 (photo n°18, cartes I_c, II_c et III_c).

Les régions où se forment habituellement dans ces conditions les nuages en bandes sont : les Iles Britanniques ; le Col Pyrénées/ MontsCantabriques ; la

---

≠ D. FOISSAC 1962 et 1963

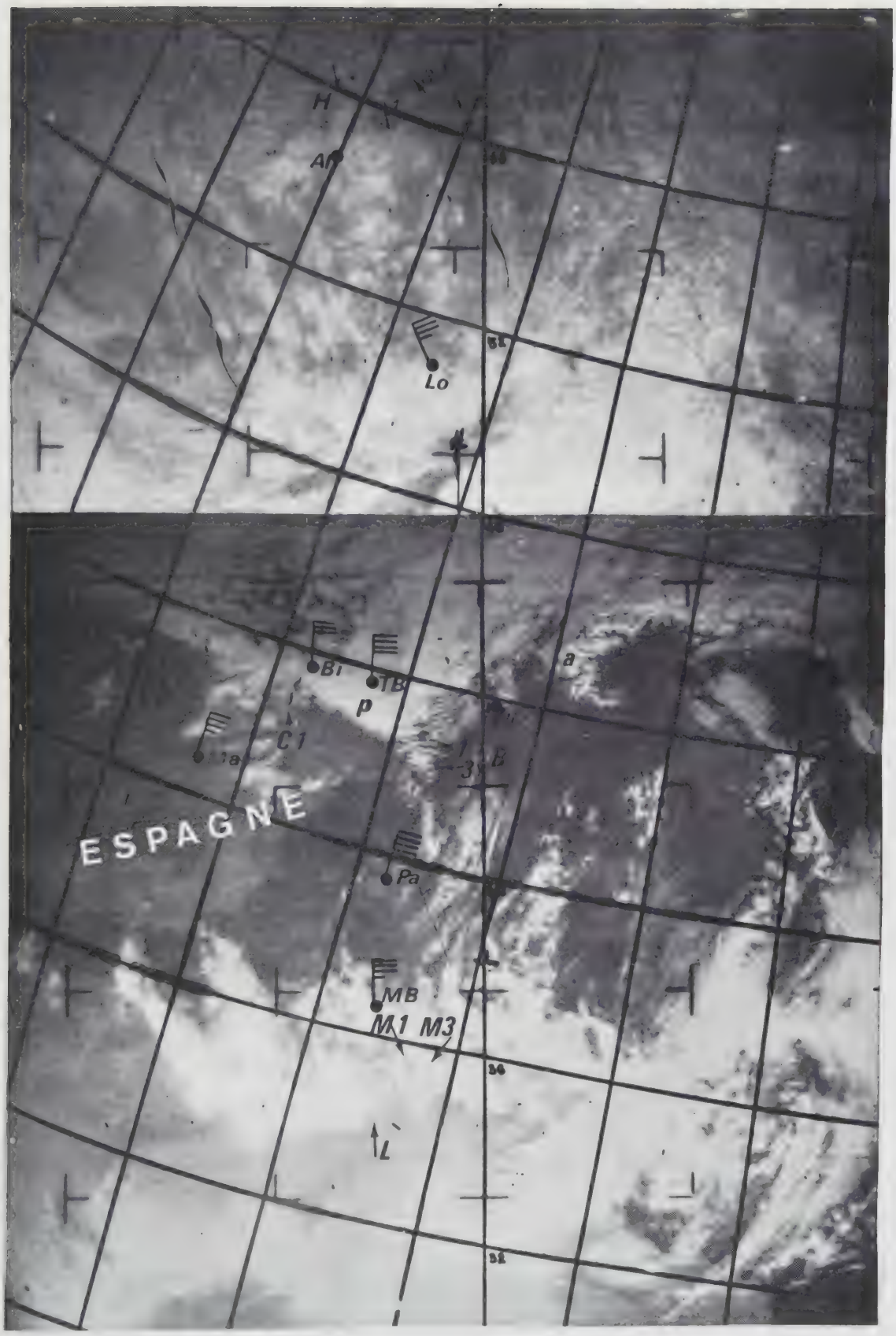
Légende de la photographie n°18 du 22.12.66 :

La disposition des nuages en bandes visibles sur cette photographie est assez semblable à celle des deux photographies précédentes. L'ensemble nuageux placé entre accolades se situe sur les Iles Britanniques. La position des autres ensembles ainsi que leurs caractéristiques ont été données dans la légende des planches I et II.

Vents à 700 mb à 12H à Londres (Lo), Biarritz (Bi), Toulouse-Blagnac (TB), Madrid (Ma), Palma (Pa) et Alger-Maison Blanche (MB).

A Nîmes, ils soufflaient de NNW-50kt et à Aldergrone (Al) de NW-50 kt.

($\lambda_{G_1 - G_2}$ = 12 km ; λ_H = 18,5 km).

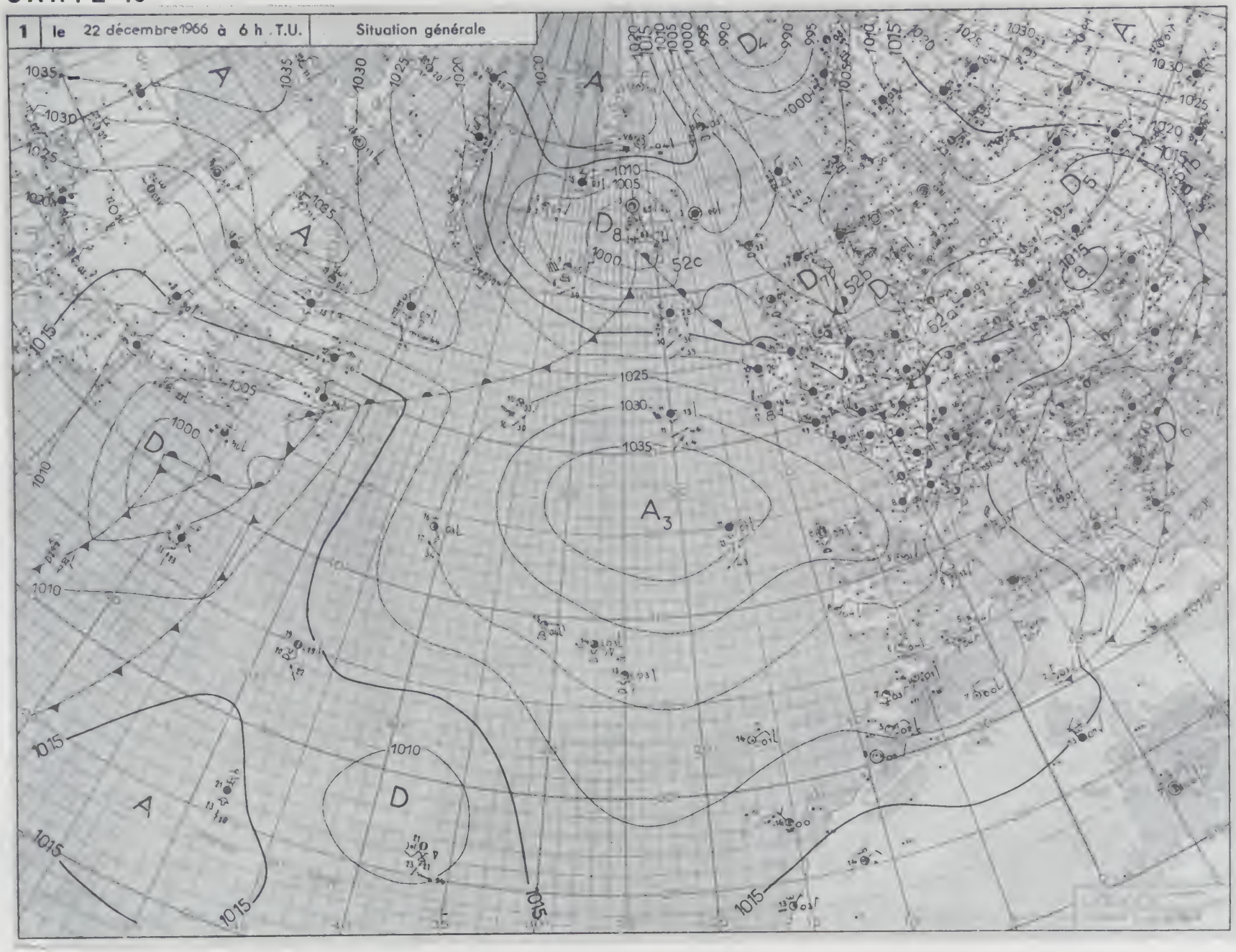


Photographie n°18

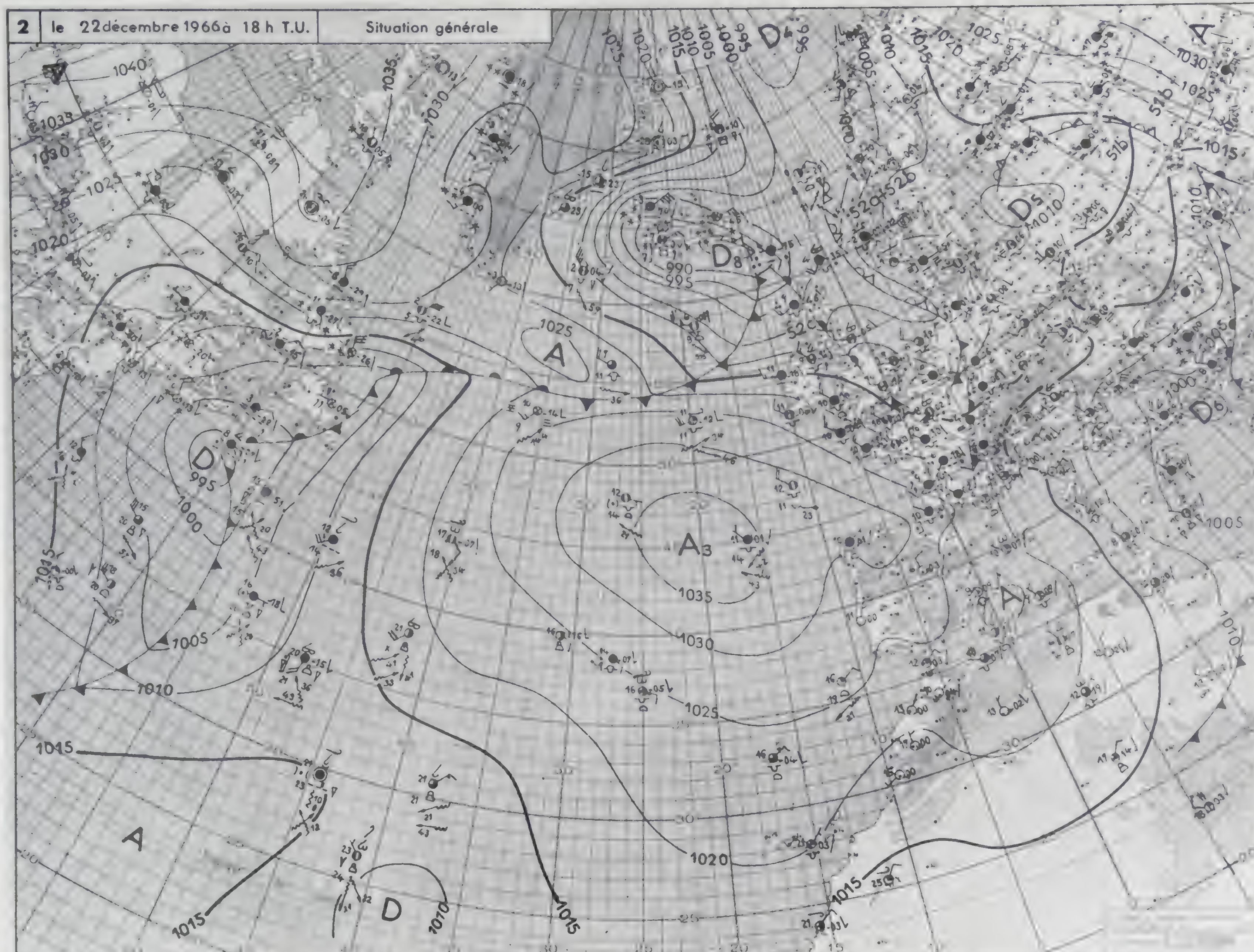
22 DECEMBRE 1966 à 10H 45 et 10H 49 TU — NIMBUS 2 - 2619 et 2620

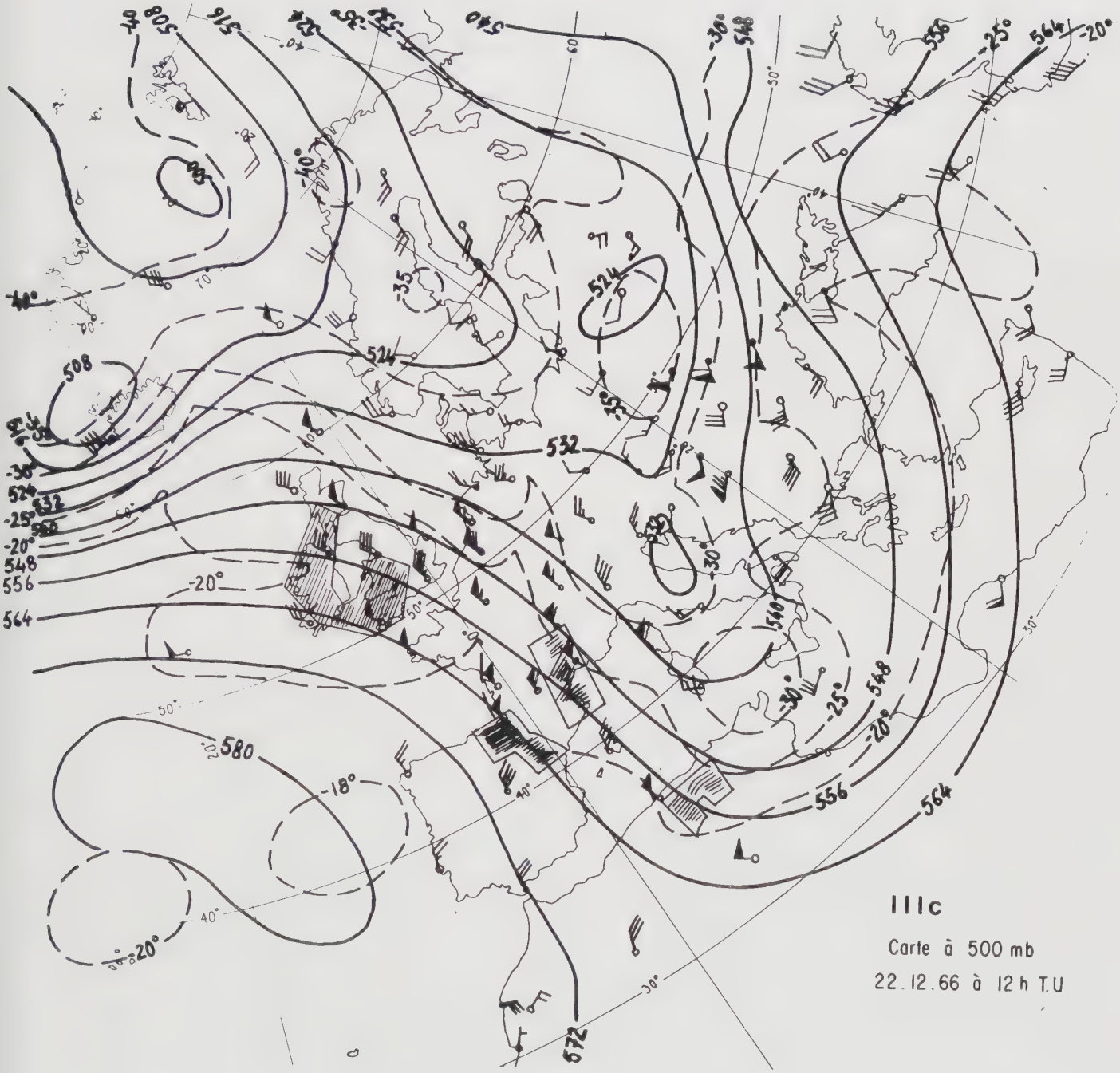
Circulations quasi-méridiennes de NNW à N : voir légende sur la page ci-contre

CARTE Ic


1 le 22 décembre 1966 à 6 h T.U.
Situation générale
A
D
A3
D4
D5
D6
D7
D8
52a
52b
52c
1035
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000
995
990

CARTE IIc


2
le 22 décembre 1966 à 18 h T.U.
Situation générale
A3
D8
D5
D6
D4
1040
1035
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000
995
990



III c

Carte à 500 mb

22.12.66 à 12 h T.U

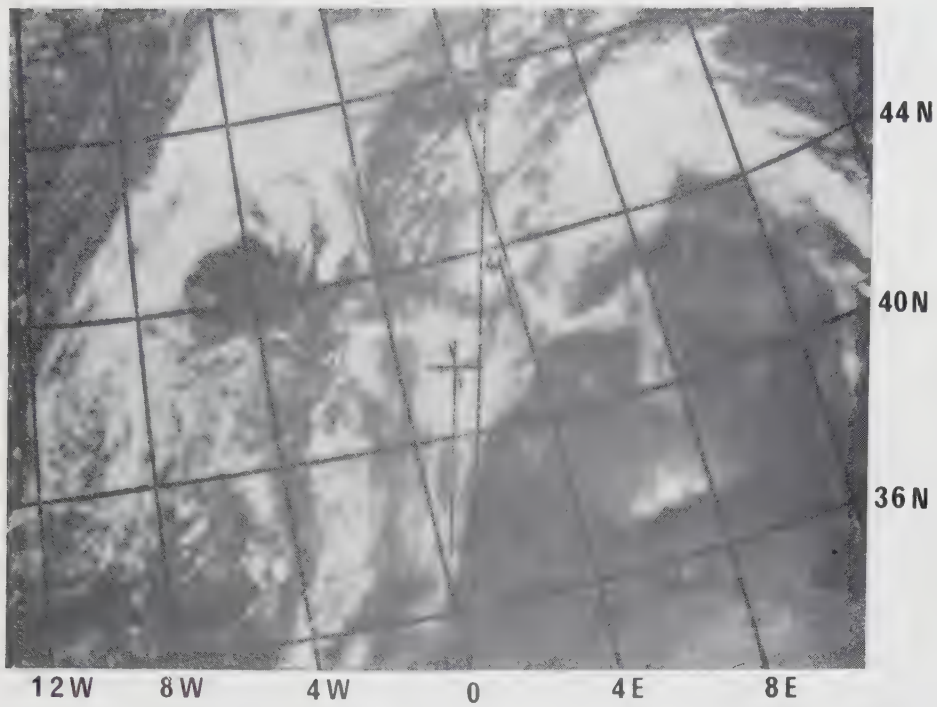
La Montagne Noire, l'Espinouse, les Monts Lozère et Aigoual ; l'Algérie ou la Tunisie (selon la position de l'axe de vents forts). Plus rarement, on peut en voir sur les Alpes du Sud. Les ensembles nuageux à structure ondulatoire qui leur sont associés peuvent être observés, pendant plusieurs jours, dans les mêmes zones. Leur position est cependant susceptible de légères variations, de même d'ailleurs que l'orientation et la forme des bandes qui les constituent. Ces situations évoluent, en général, assez lentement et peuvent durer de deux à cinq jours consécutifs. Celles que nous avons étudiées se sont produites aussi bien en période hivernale et printannière qu'en été (Août), mais nous ne disposons pas d'un nombre suffisant de cas pour établir une statistique valable sur leur répartition saisonnière et leur fréquence.

A)-b) <u>situations de S à SW</u> :

Il leur correspond les cas du 4.05.67 et du 21.10.67 que nous avons donnés en exemple au début de ce chapitre.

<u>Au sol</u>, la situation est caractérisée par une dépression centrée sur l'Ecosse (ou parfois à une latitude plus basse, soit dans le Golfe de Gascogne, soit au large du Portugal) et prolongée par un talweg d'axe Nord-Sud s'étendant jusqu'au large des côtes marocaines. A l'intérieur de ce talweg, circule un courant perturbé de SW affectant la façade atlantique de l'Europe.

Cette situation se retrouve <u>en altitude</u>, avec un talweg d'axe Nord-Sud sur le proche Atlantique et une dorsale anticyclonique s'étendant de l'Afrique du Nord au Nord de l'Europe.

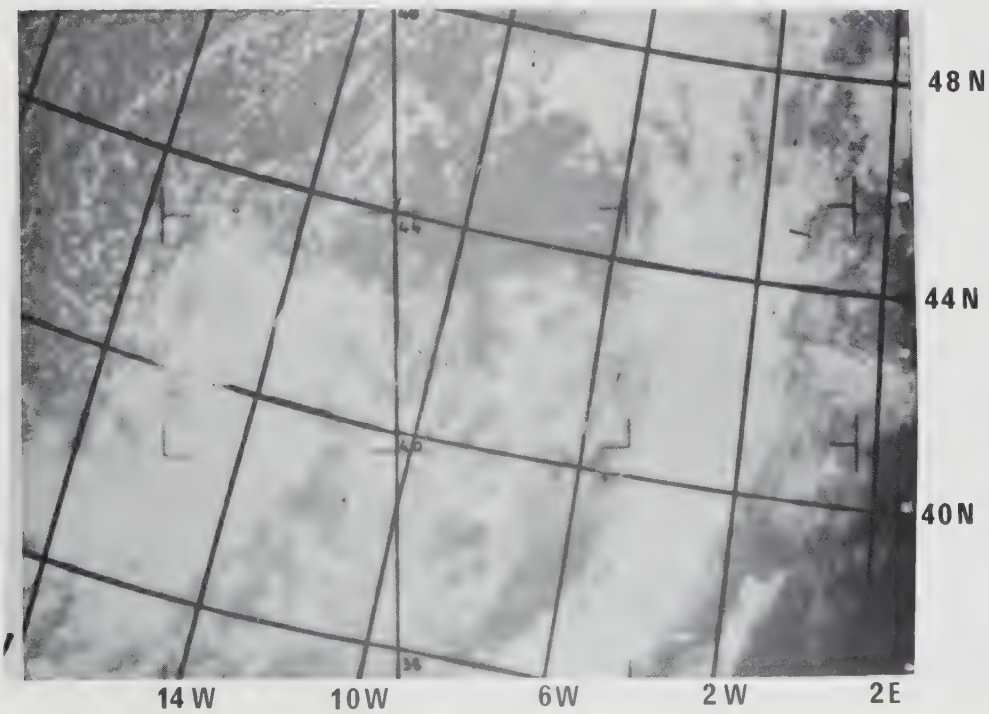


Les circulations quasi-méridiennes de SW à S

Photographie n°19

4 MAI 1968 à 10 H 18 TU ESSA 6 - 1520

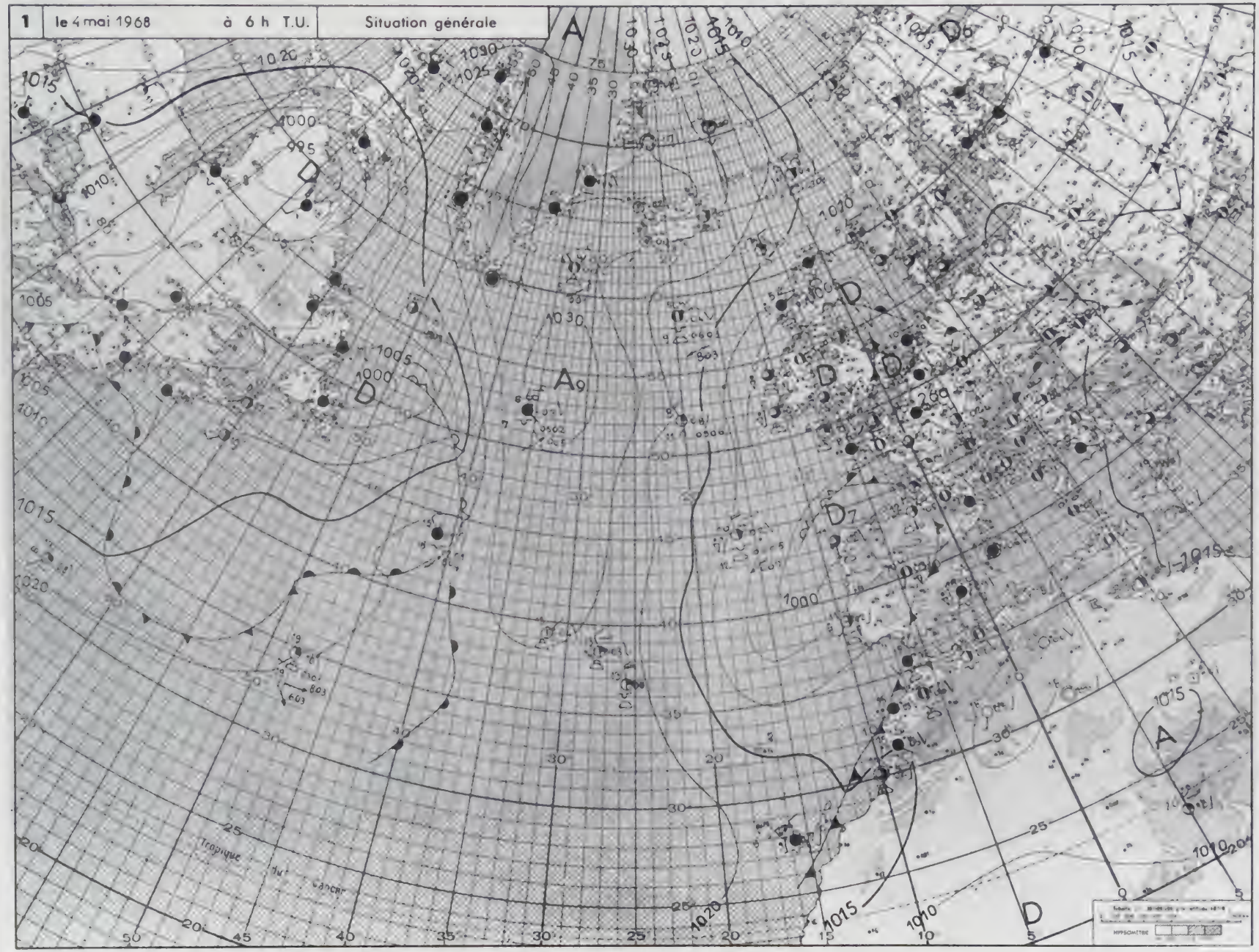
Sur ces deux photographies, correspondant à des situations météorologiques très semblables, on peut voir, sur le versant Nord des Pyrénées, deux ensembles nuageux à structure ondulatoire A et B identiques (longeur d'onde : 16 Km en A, 14 Km en B) .Vents à 700 mb à 12H TU .



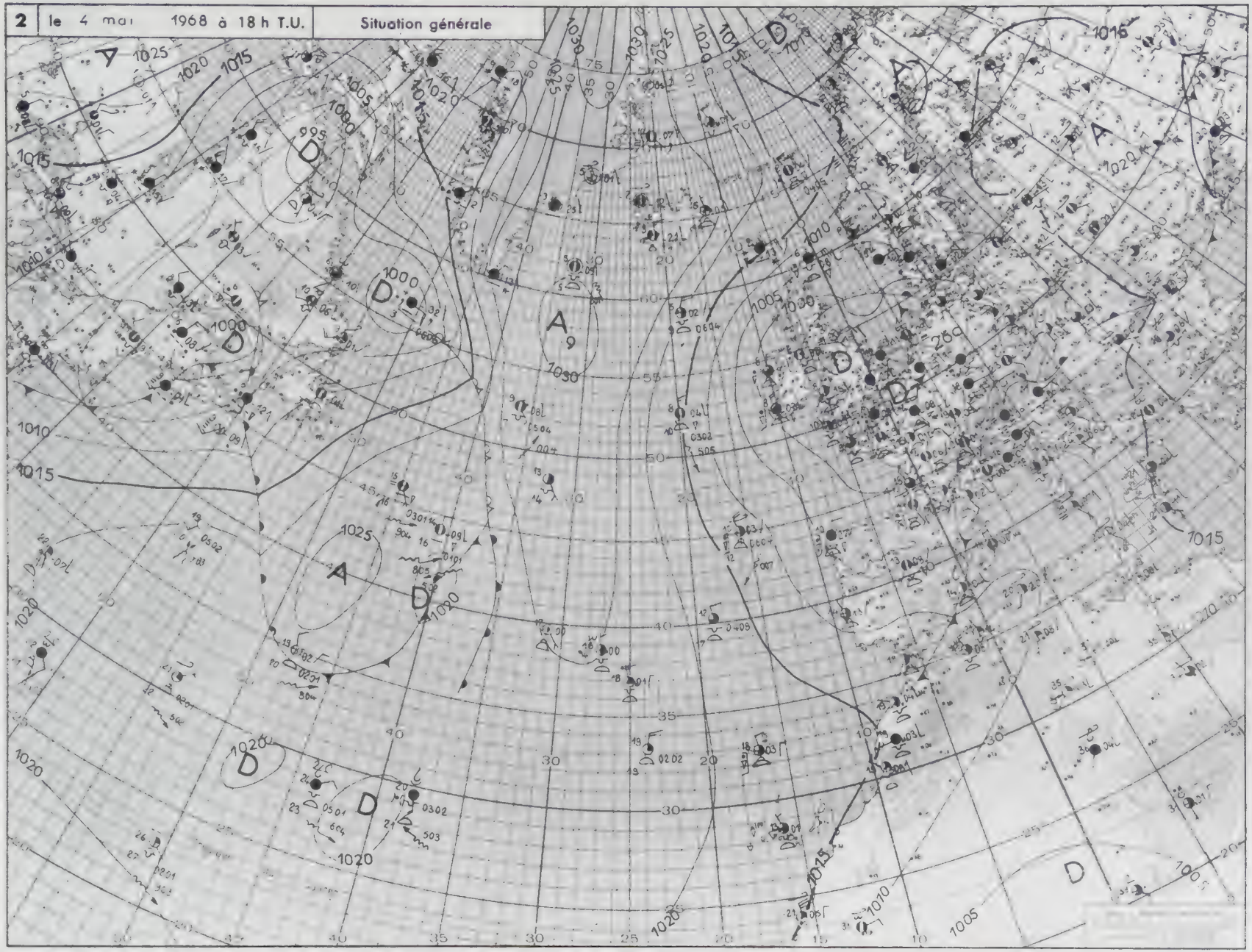
Photographie n°20

21 OCTOBRE 1967 NIMBUS 2 - 6178

CARTE Id

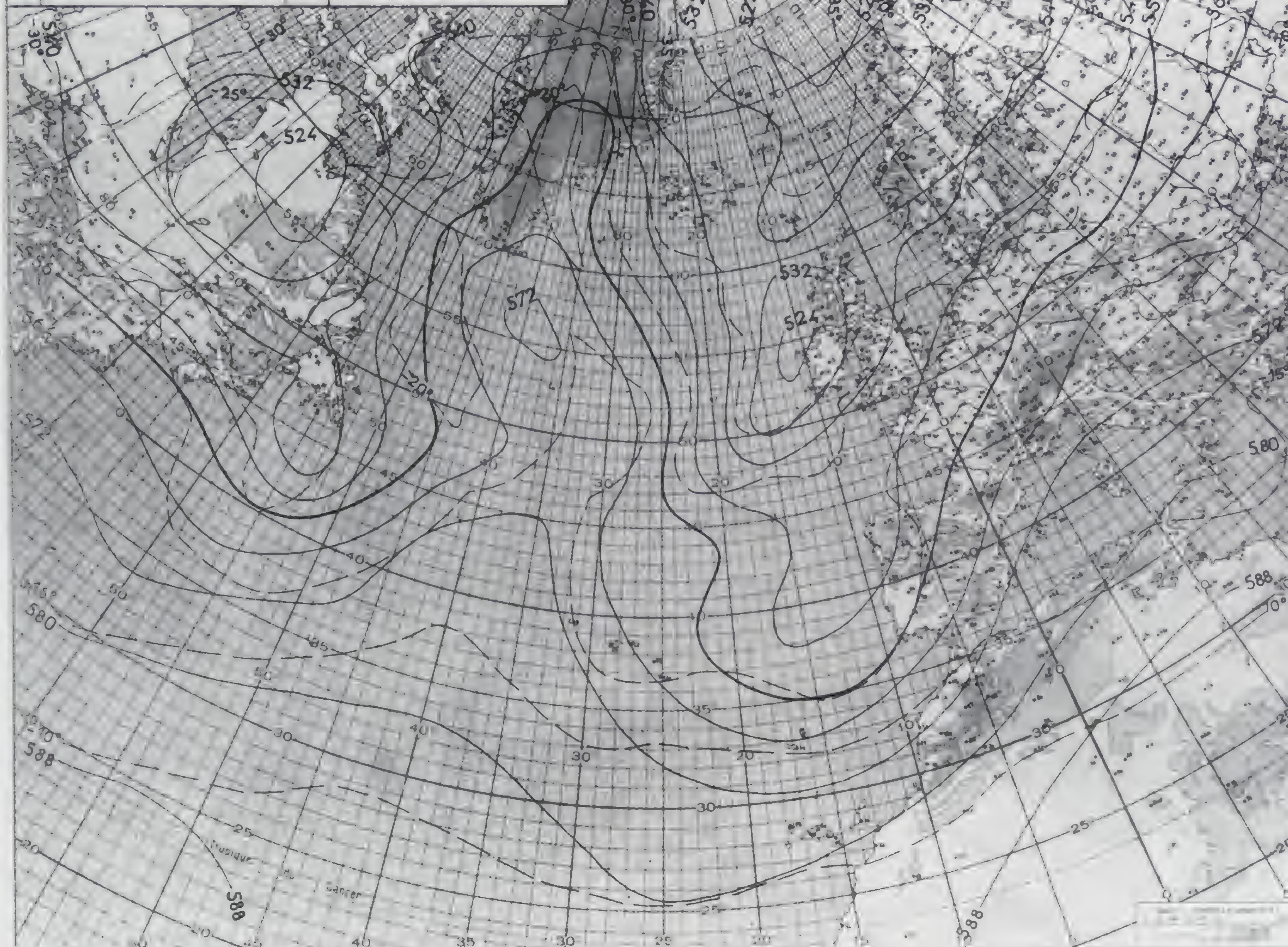


CARTE IId

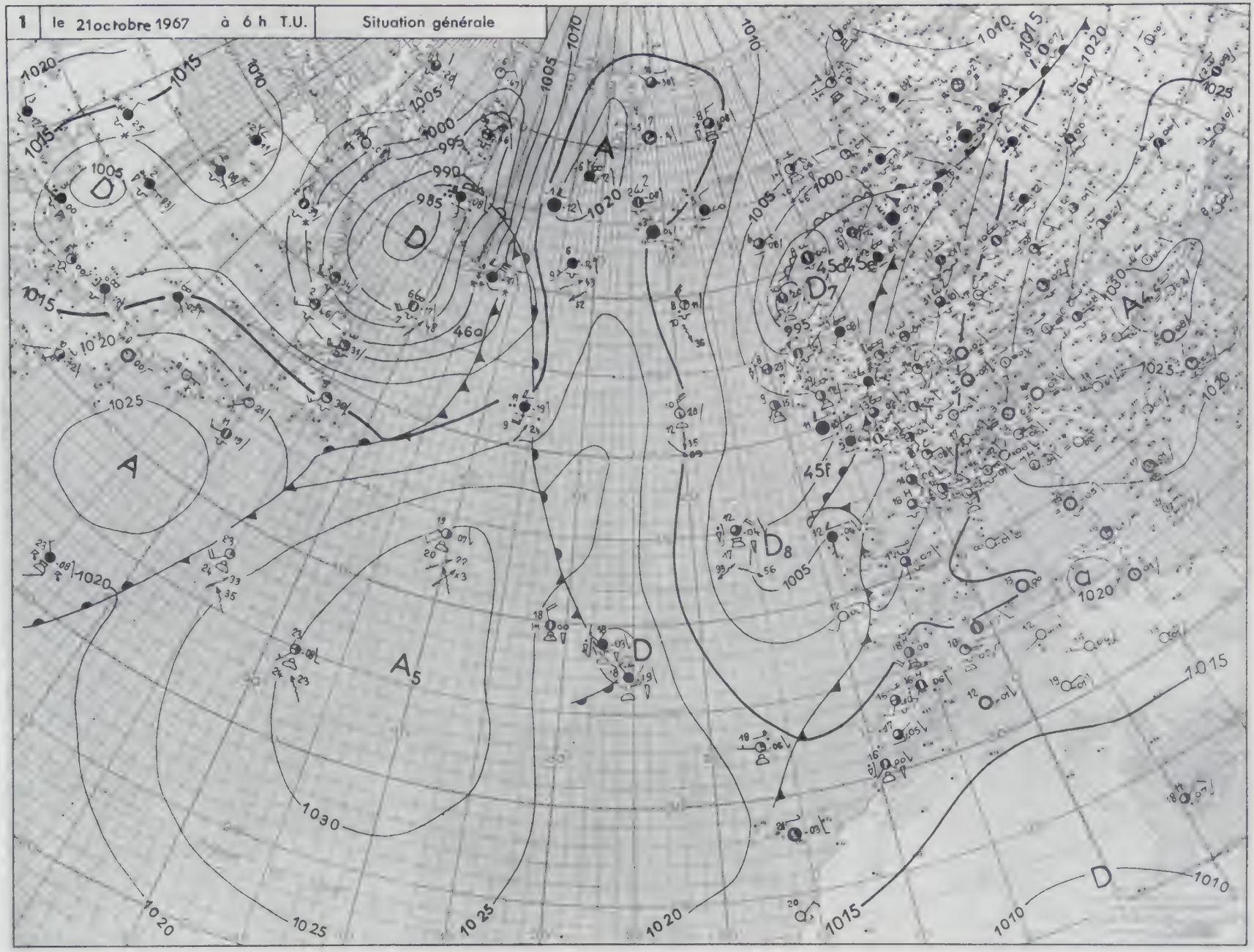


CARTE IIId

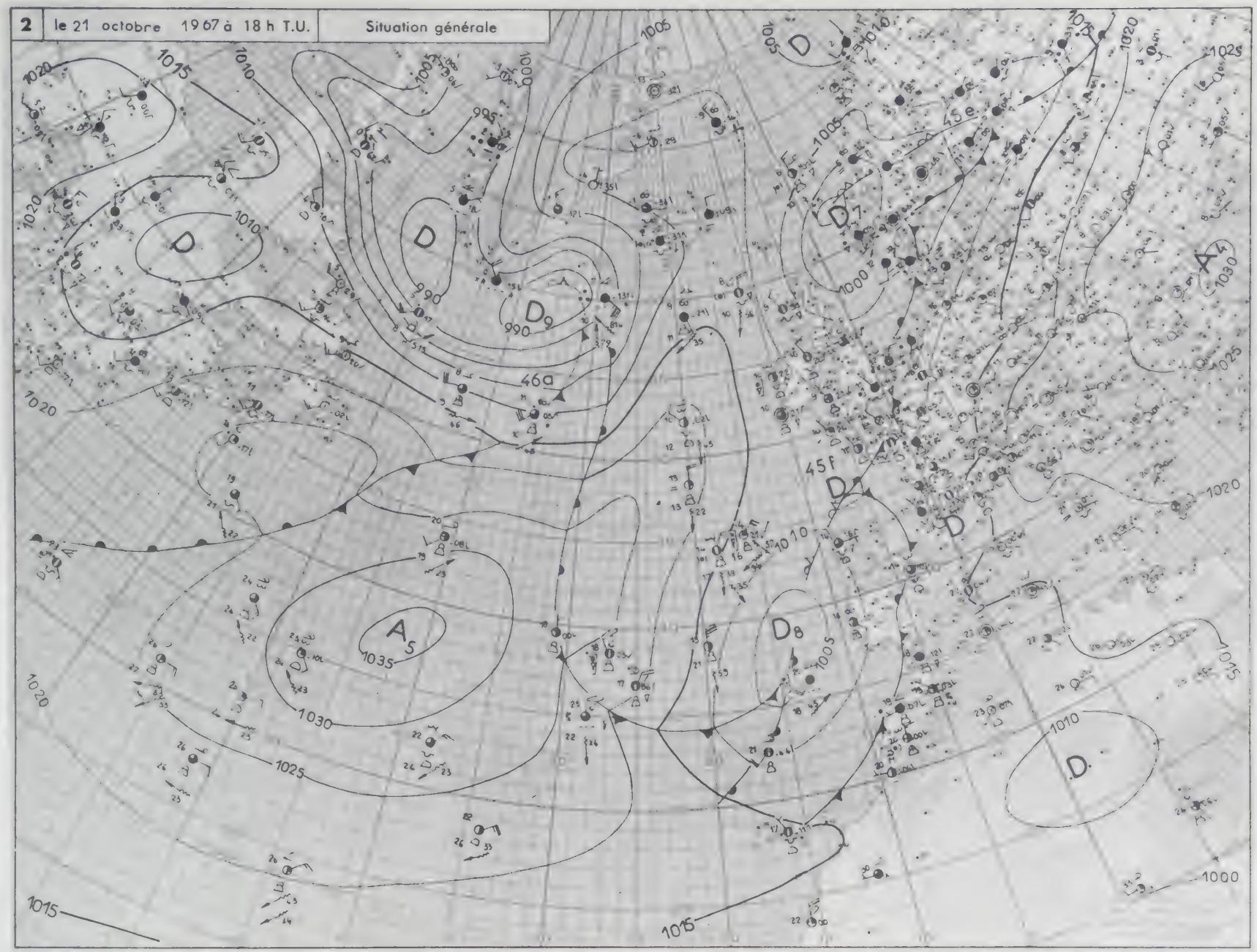
12	le 4 mai 1968 à 0 h T.U.	SURFACE 500 mb

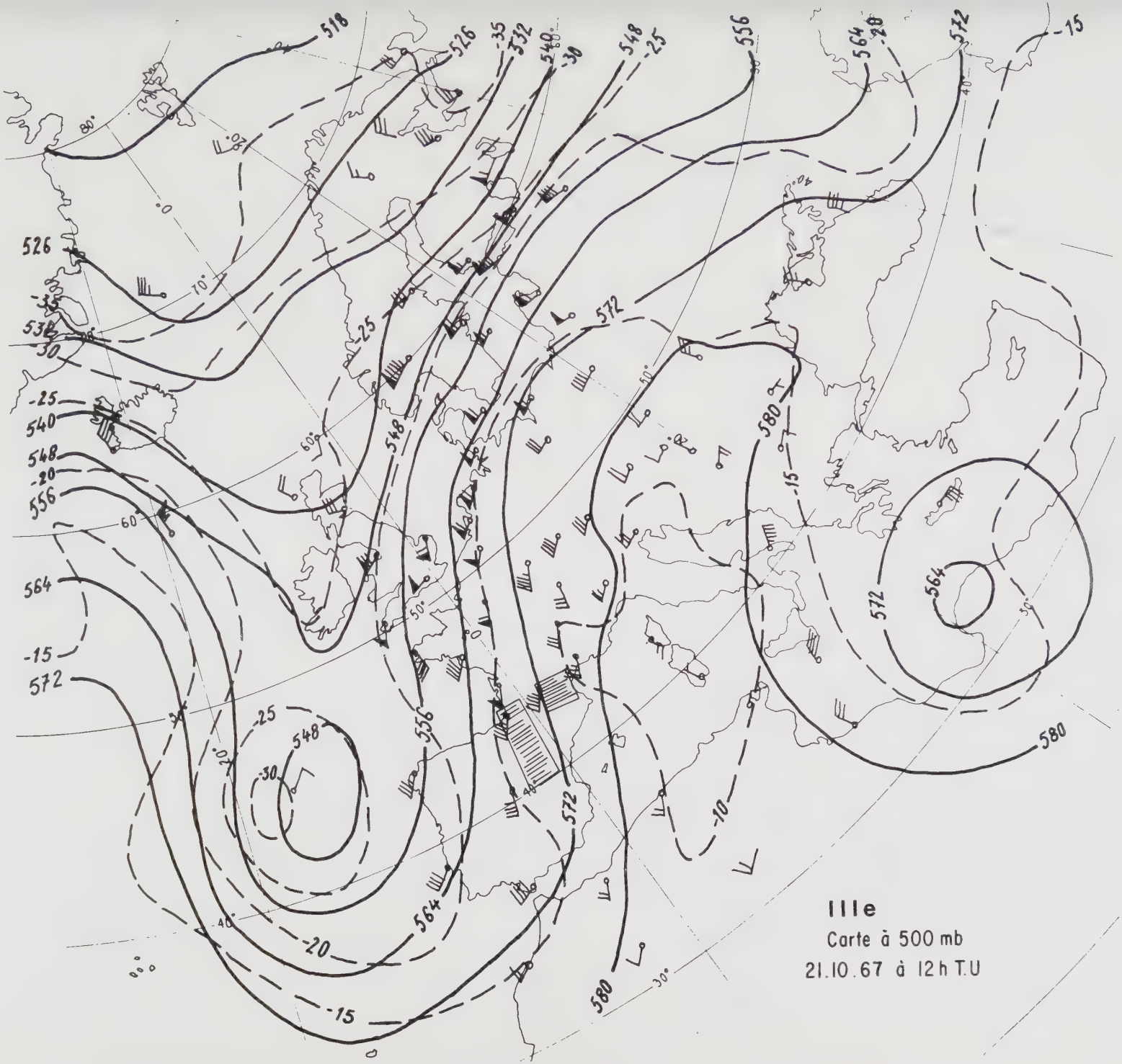


CARTE Ie


1 le 21 octobre 1967 à 6 h T.U. Situation générale
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
985
1025
1030
A
D
A5
D7
D8
45a
45c
45e
45f
46a

CARTE IIe





IIIe

Carte à 500 mb

21.10.67 à 12 h T.U

Les nuages à structure ondulatoire se situent, comme précédemment, à l'aplomb des zones où les lignes de niveaux sont le plus resserrées, le plus souvent à l'aplomb du courant Jet (cf. cartes IVè et IV¢). Lorsque l'Espagne et la France sont situées sur la face W de la dorsale, l'activité des fronts qui les atteignent est généralement un peu atténuée et la nébulosité reste faible. Inversement, lorsqu'elles se trouvent, comme le 9.03.67 (cf. photographie et cartes correspondantes) sur la face E du talweg d'altitude, les perturbations qui les abordent sont extrêmement actives (convergence) et la nébulosité importante. La campagne d'études menée à St Girons≠ nous avait déjà amenés à la même constatation. Durant cette même campagne, notre attention avait également été attirée par la présence, lors de situations donnant lieu à des ondes importantes, d'un front froid ondulant, axé sensiblement Nord-Sud, situé au large du Portugal et progressant vers l'Est. Les cartes du 21.10.67, du 4.05.68 et du 9.03.67 situations auxquelles correspondent des nuages en bandes sur le versant Nord des Pyrénées, montrent également un front froid disposé de façon semblable.

Nous avions aussi pu remarquer que l'arrivée du front froid amenait généralement la disparition des phénomènes ondulatoires≠≠.

La répartition géographique des nuages en bandes liés à ce type de situation est essentiellement fonction de la longitude moyenne de la bande de vents forts longitude déterminée par la position plus ou moins

---

≠ voir avant-propos et partie II. Chap.Iet D.CRUETTE1967

≠≠ R. VAILLANT (1966)
P. PORCHERON (1971)

Légendre de la photographie n°21 du 9.03.67 :

Cette photographie a été publiée dans les informations sélectionnées de la Météorologie Nationale, en mai 1967. Nous la reproduisons ici, avec une partie du commentaire qui l'accompagnait. La bande nuageuse, désignée par les lettres A, A_1, A_2, A_3, qui s'enroule dans sa partie supérieure autour du centre V du Vortex situé sur l'extrémité ouest de la Bretagne, peut être interprétée comme une bande frontale progressant vers l'est. Le renflement visible en A_2 correspond à un blocage temporaire sur les Pyrénées.

A l'ouest -donc en air froid postérieur- une zone d'instabilité (E) donne lieu à des nuages convectifs organisés en cellules ouvertes. Un maximum d'instabilité, avec des cumulonimbus, s'est développé en E_1, sur la côte Nord de l'Espagne et des Monts Cantabriques. En C_1, C_2 et C_3 et C_4 la masse nuageuse se désagrège sous le vent des Pyrénées (région de St Girons), sur le Massif Central, la Vallée du Rhône et les Alpes du Sud. On remarque dans ces zones, des séries d'alignement nuageux correspondant à des ondes de relief.

Les longueurs d'onde sont approximativement les suivantes :

λ_{C_1} = 12,5 km

λ_{C_2} = 16 km

λ_{C_3} = 13,5 km

λ_{C_4} = 11,5 km

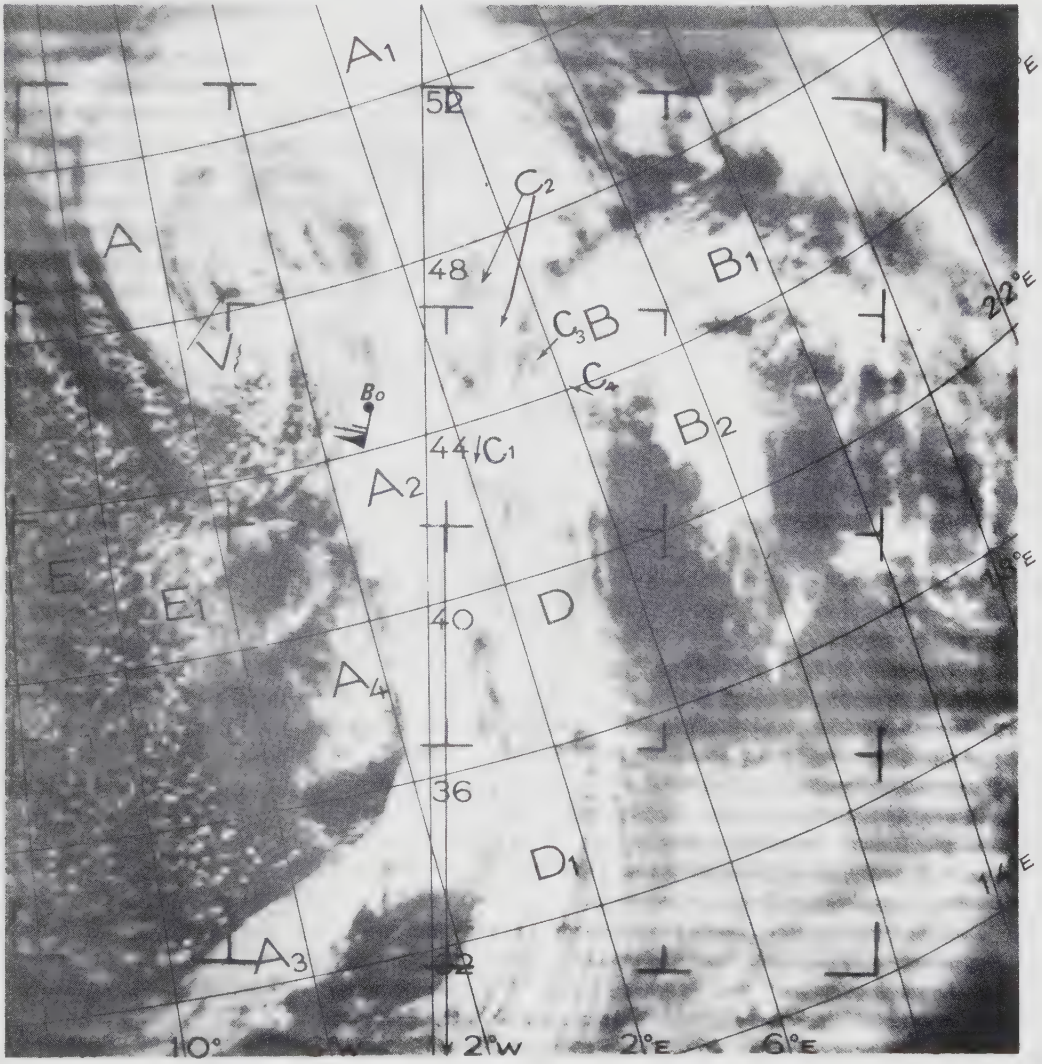
Les nuages B, B_1, B_2 correspondent à une perturbation en voie d'occlusion sur les Alpes et les Appennines.

Vents à 700 mb : Bordeaux : SW-65kt ; Nîmes SW-60 kt

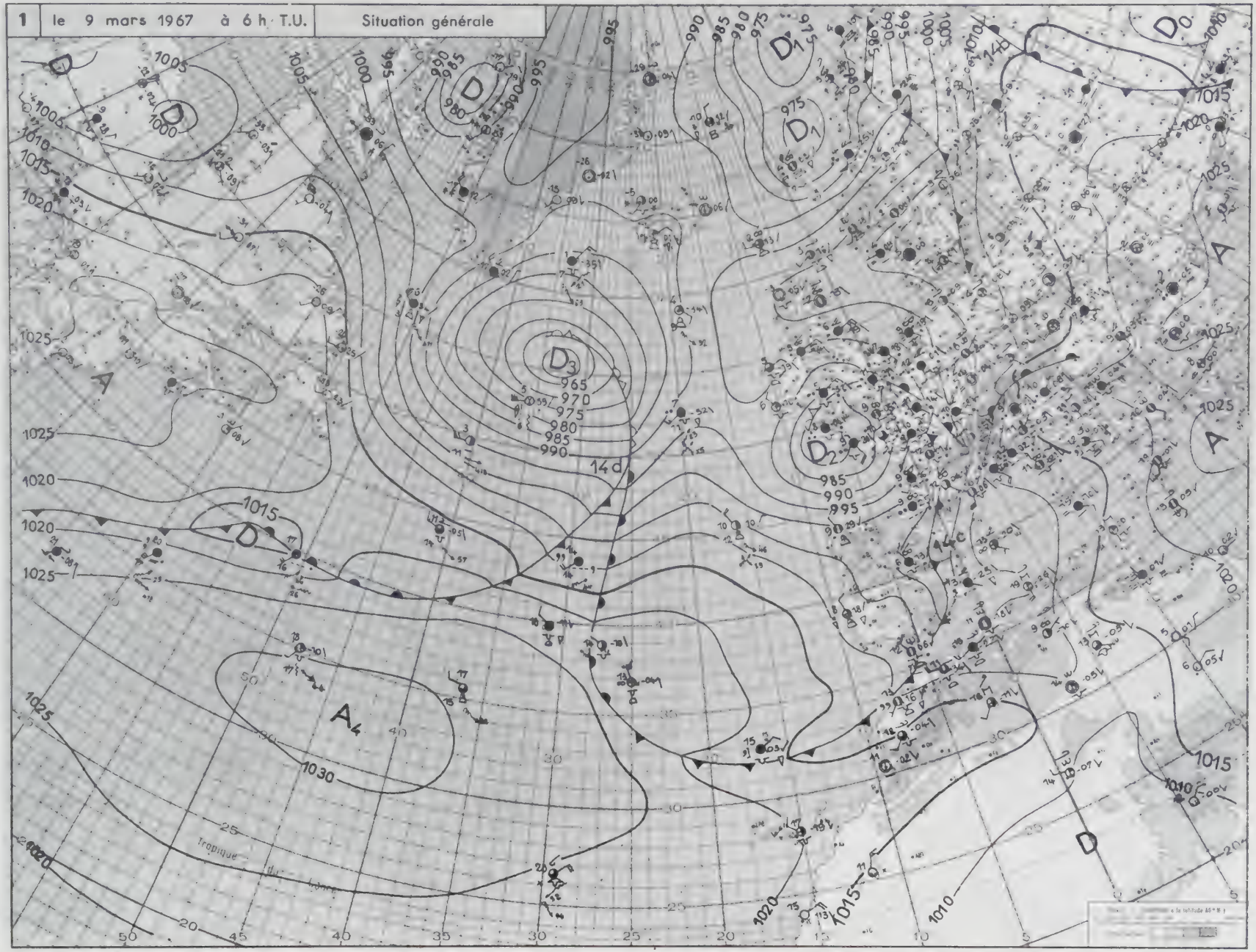
Photographie n°21

9 MARS 1967 à 10H 08 TU ESSA 4 - 2

Les circulations quasi-méridiennes de SSW à Sud : voir légendes ci-contre. (Vents à 700 mb à 12H)

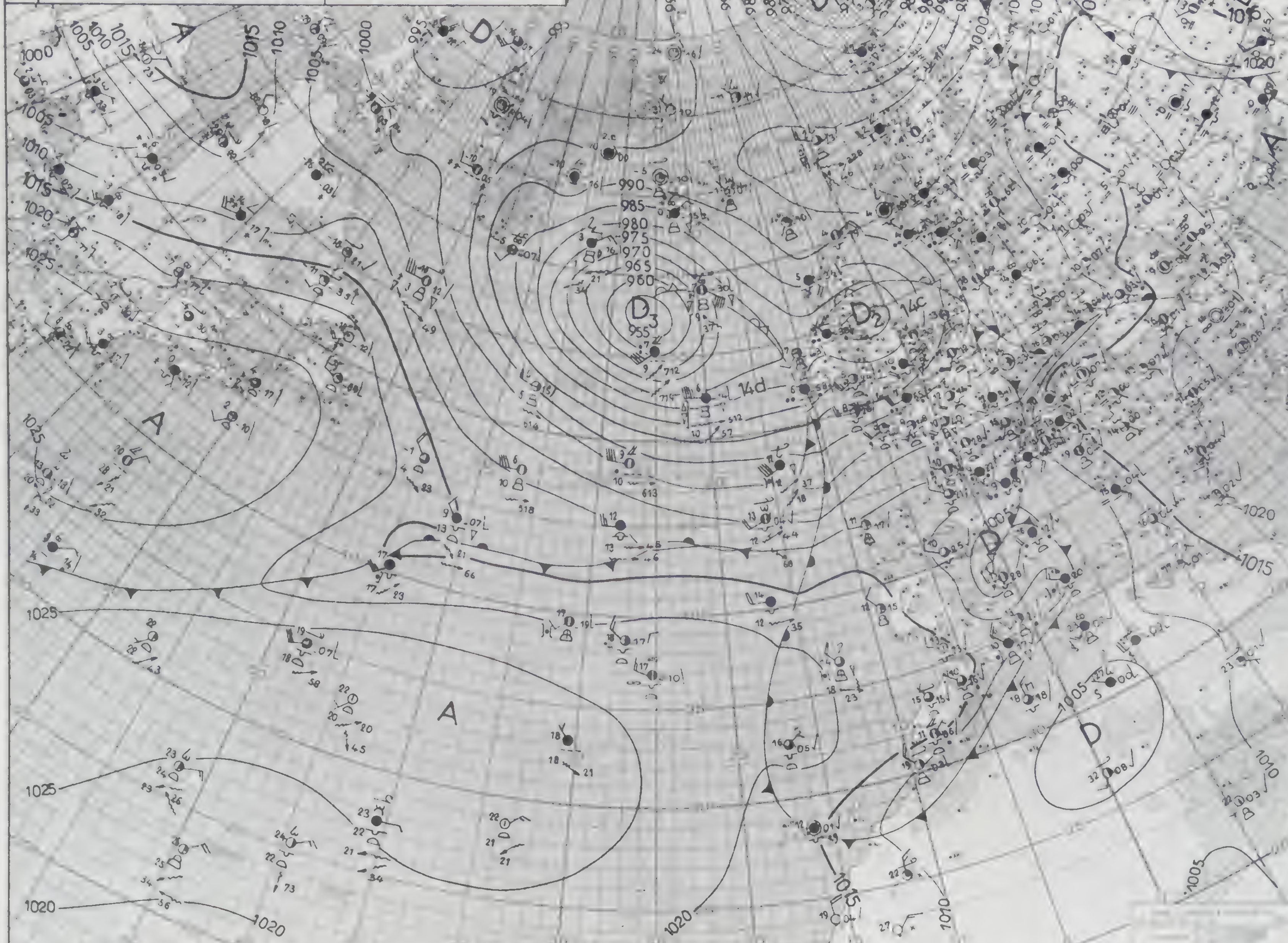


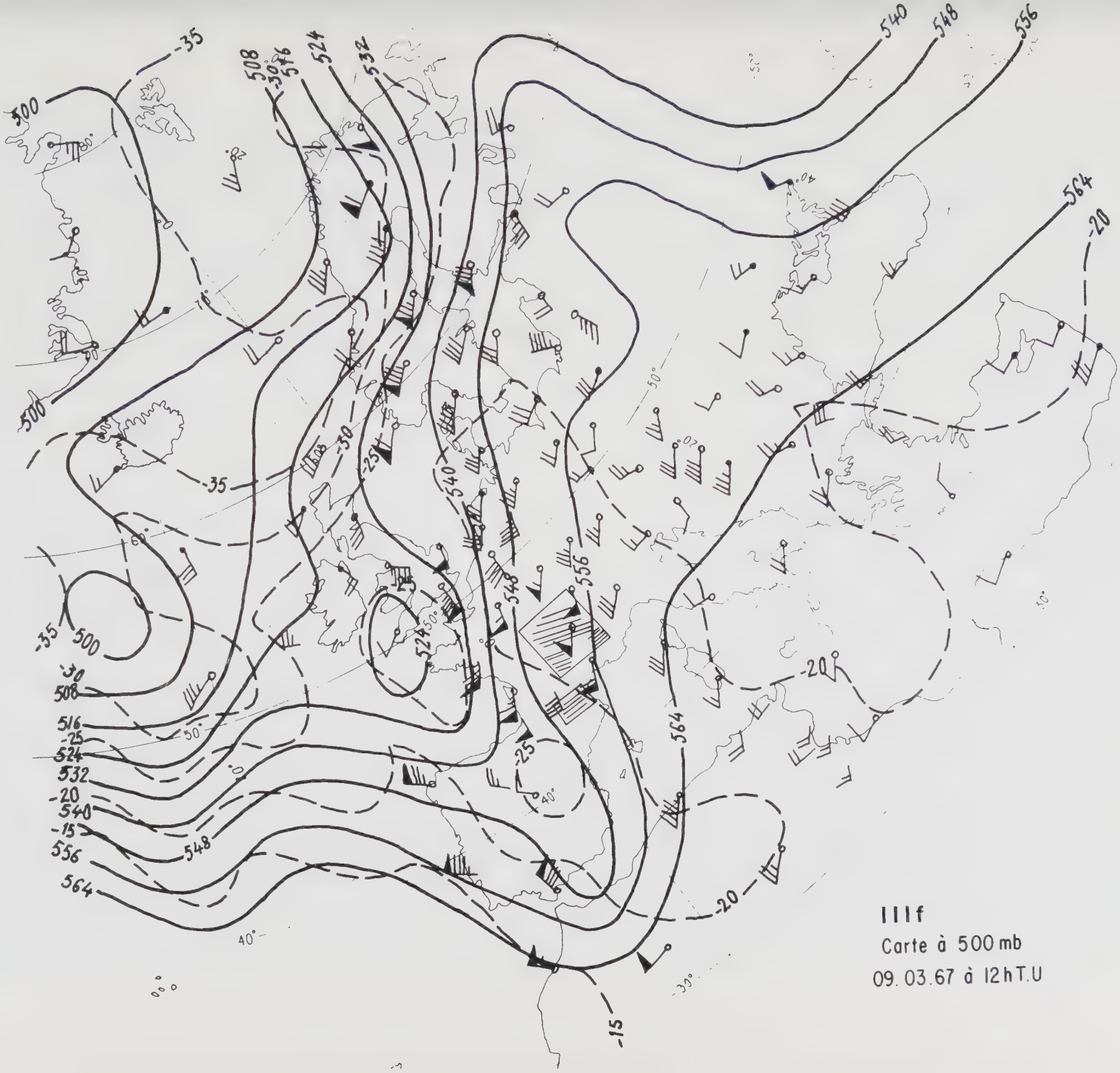
CARTE If


1 le 9 mars 1967 à 6 h T.U.
Situation générale
Tropique du Cancer

CARTE IIf

2	le 9 mars 1967 à 18 h T.U.	Situation générale





III f

Carte à 500 mb

09.03.67 à 12 h T.U

CARTE IVe
21 Octobre 1967 à 12h
300 mb
60
60
80
100
60
80
60
30
30
25

CARTE IVf
9 Mars 1967 à 12h
300mb
60
80
80
60
80
100
120
100
80
60
30
20
30

NOMBRE DE JOURS OU LE VENT A SOUFFLE DU SECTEUR SUD A OUEST-SUD-OUEST

DES BASSES COUCHES AU NIVEAU 500 mb MINIMUM

	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	moyenne
Oct	2	2	3	9	7	10	2	5	0	0	4.0
Nov	0	4	0	9	14	7	4	13	1	9	5.7
Dec	3	5	10	8	4	9	4	4	3	1	5.1
	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	
Janv	0	3	6	6	3	6	4	0	3	7	3.8
Fev	10	7	0	11	3	3	3	5	0	13	5.5
Mars	7	6	6	3	0	8	12	6	6	0	5.4
Total	22	27	25	46	31	45	29	33	13	30	29.5

T A B L E A U n° 7

TABLEAU EXTRAIT DU "VOL A VOILE EN ONDE DE RESSAUT SUR LA CHAINE PYRENEENNE PAR L'AEROCLUB DU BEARN A PAU-IDRON,"

P. PORCHERON

occidentale de la dépression atlantique. Selon les cas, on observe des nuages sur le Portugal et l'ouest de l'Espagne, ou sur le Centre de l'Espagne, le versant Nord des Pyrénées, le Massif Central et l'Allemagne,* et parfois également sur les Alpes du Sud. Ce type de temps peut durer trois à quatre jours consécutifs, parfois davantage.** Il se produit le plus souvent en février et octobre-novembre (cf. tableau 7).

B) Les circulations quasi-zonales :

Ce sont celles pour lesquelles les isohypses des surfaces isobares présentent des ondulations de faible amplitude sur l'Europe, déterminant ainsi un flux de W (WSW à WNW). Le 21.02.67 et le 25.05.67 constituent deux exemples de situations de ce type.

Elles sont essentiellement liées au repli vers le Sud de l'anticyclone des Açores. Entre celui-ci et une vaste zone de basses pressions centrées au voisinage des Iles Britanniques circule, tant au sol qu'en altitude, un très rapide courant zonal perturbé.

Les systèmes ondulatoires visibles le 21.0.267 se situent sous le vent du Massif du Saney, de la bordure orientale du Massif Central et en aval de l'Espinouse***. Ceux du 25.05.67 sont localisés sur l'Espagne du Nord et, comme dans le cas précédent sur la bordure orientale du Massif Central. Leur position coïncide

---

* disposition des nuages assez semblable à celle du 26.10.67 (photographie n°9)

** P. PORCHERON (1966) à la suite d'une étude portant sur les mois d'octobre, novembre, décembre, janvier et février, des années 1956 à 1966 a trouvé pour la durée de ce type de situations : des périodes de 3 à 4 jours consécutifs dans la plupart des cas et de 5 à 6 jours dans quelques cas. Il note une période de 12 jours consécutifs en Mars 1963.

*** les altitudes ce jour-là par les planeurs sont :
7300 m à Issoire, sous le vent du Sancy
3800 m à Béziers, sous le vent de l'Espinouse.

là encore, avec la bande de vents forts au sein de laquelle se déplace le courant Jet du front polaire.

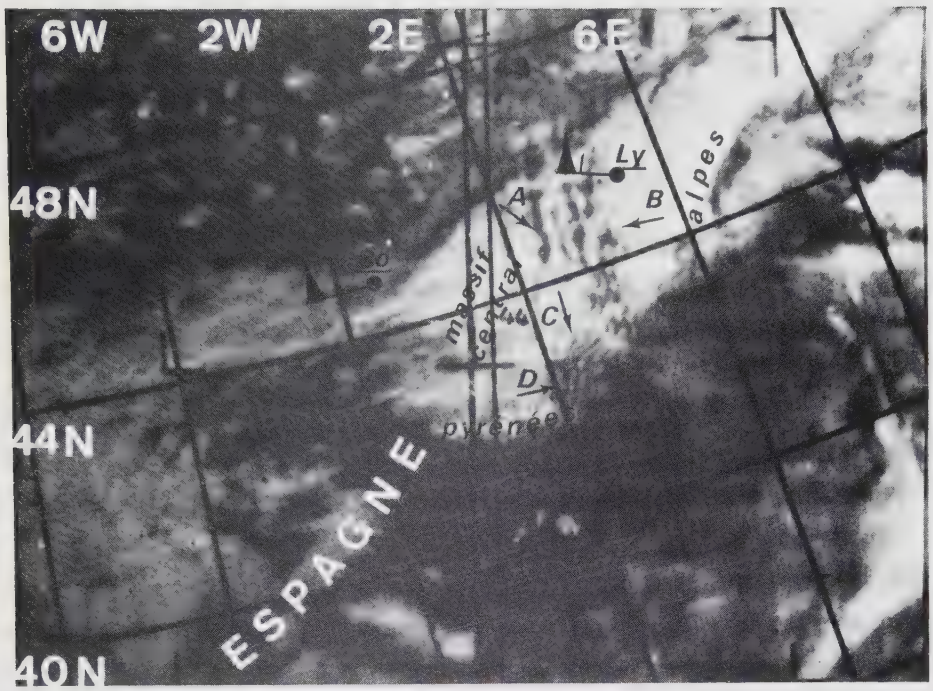
Dans le cas du 21 février, on peut remarquer que les nuages en bandes sont situés dans le secteur chaud de la perturbation IIc, vérifiant ainsi l'adage selon lequel les conditions favorables pour le vol d'onde dans la région d'Issoire et sur la bordure orientale du Massif Central débutent à l'avant du front chaud et se terminent à l'arrivée du front froid*. Les nuages à structure ondulatoire visibles le 25 mai sur l'Espagne et sur la bordure orientale du Massif Central correspondent également au secteur chaud d'une perturbation (perturbation 28 b dont le front froid apparaît nettement sur la photographie (bande i j k)).

Ce type de situation est un des plus fréquents en Europe Occidentale durant la période qui s'étend d'octobre à mars. C'est cependant en janvier, décembre et février (par ordre de fréquence décroissante) qu'il semble se produire le plus souvent (cf. tableau 8 ** établi à partir de la liste

---

* la coïncidence entre l'arrivée d'un front chaud et l'existence de mouvements ondulatoires importants a été signalée par plusieurs auteurs cf. chap.III § 132 pour des régions très différentes (Rocheuses, Andes, Alpes du Sud, Cévennes, Espinouse). Le problème de l'influence d'un front chaud a même fait l'objet d'un modèle mathématique dont les résultats n'ont malheureusement jamais été comparés à ces cas réels.

** ce tableau ne fournit pas la totalité des situations zonales ayant pu se produire durant la période considérée. Il est probable en effet que pour différentes raisons, le centre de vol à voile d'Issoire n'ait pas exploité toutes les situations favorables.

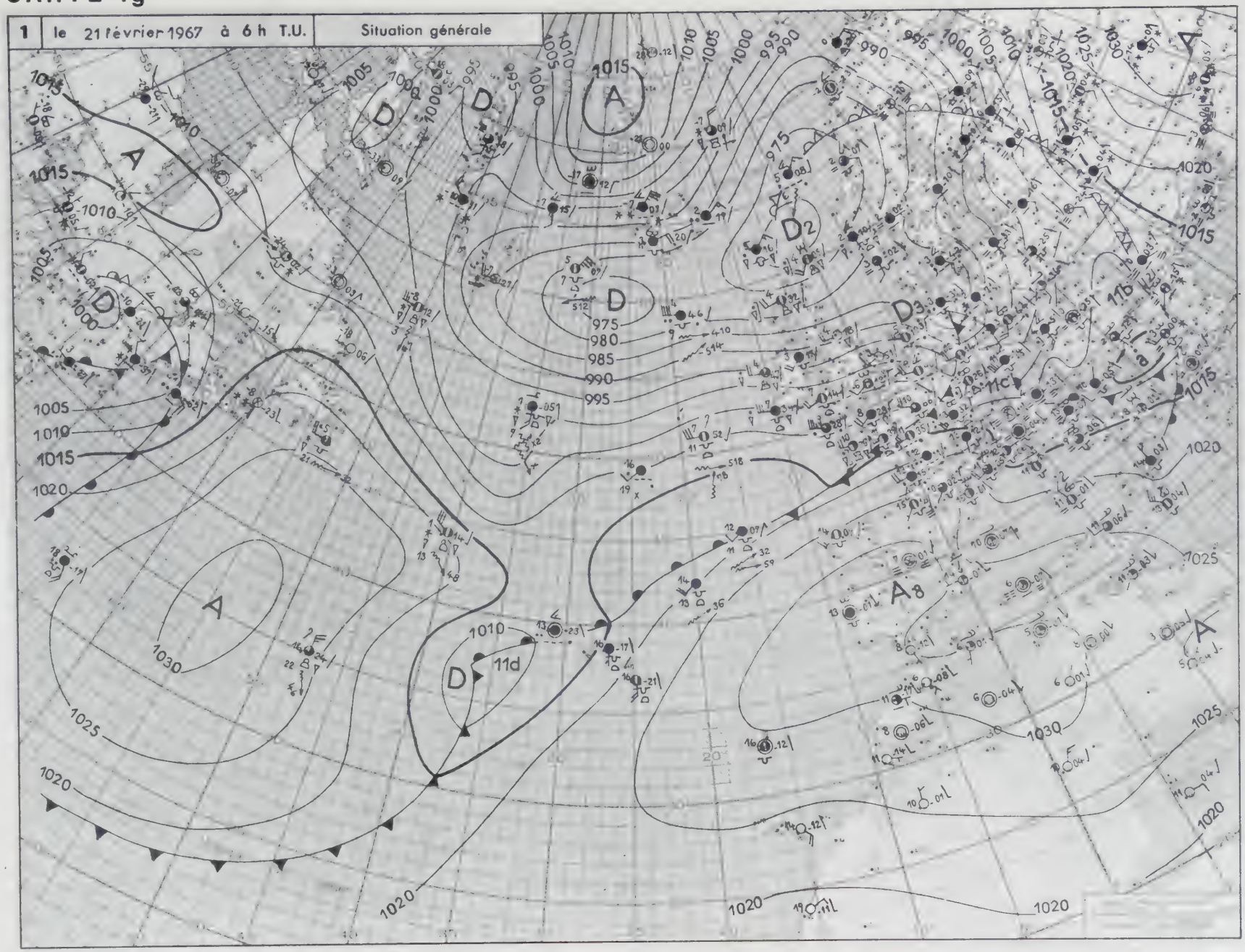


Photographie n°22

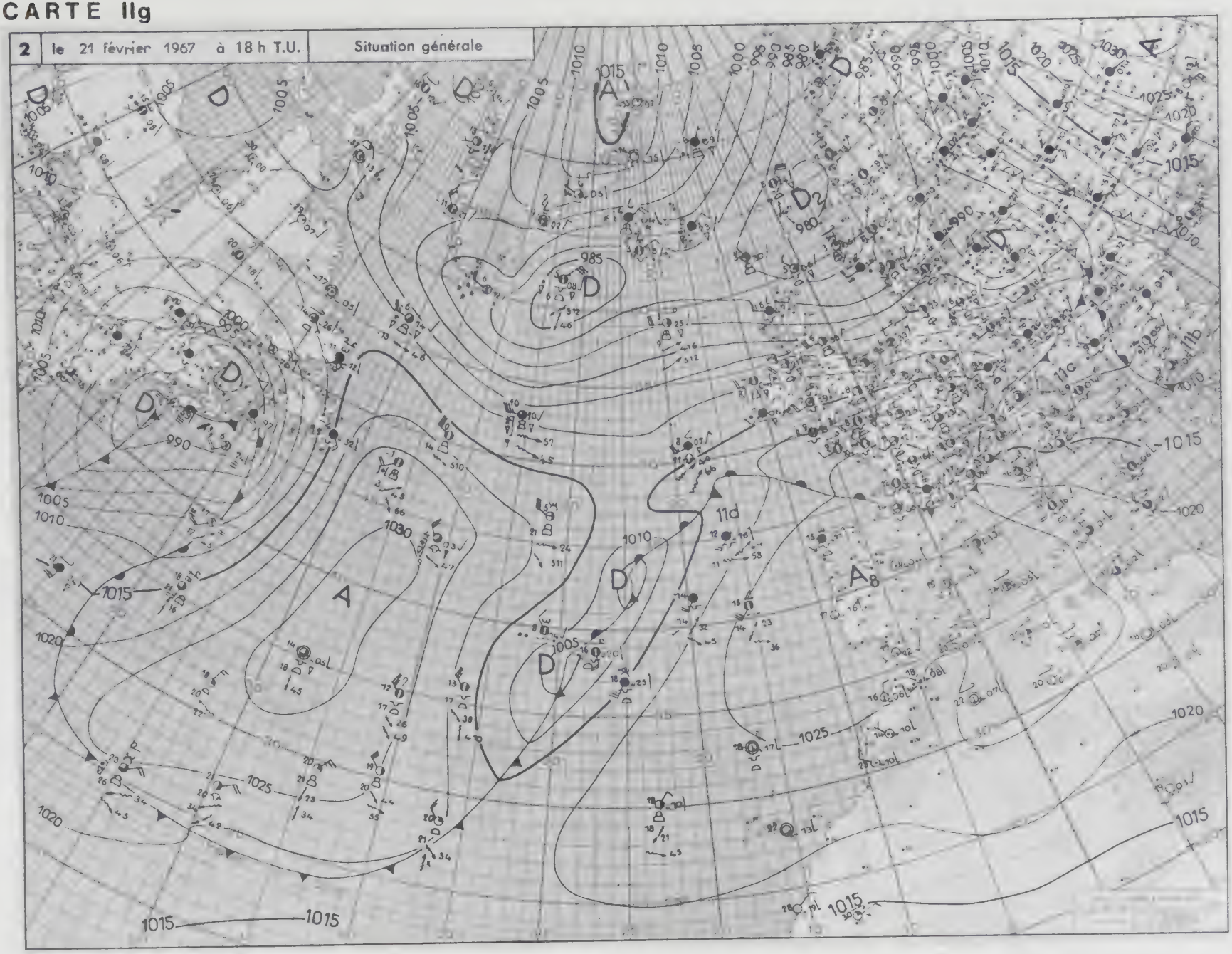
21 FEVRIER 1967 à 10H 09 TU ESSA 4 - 135

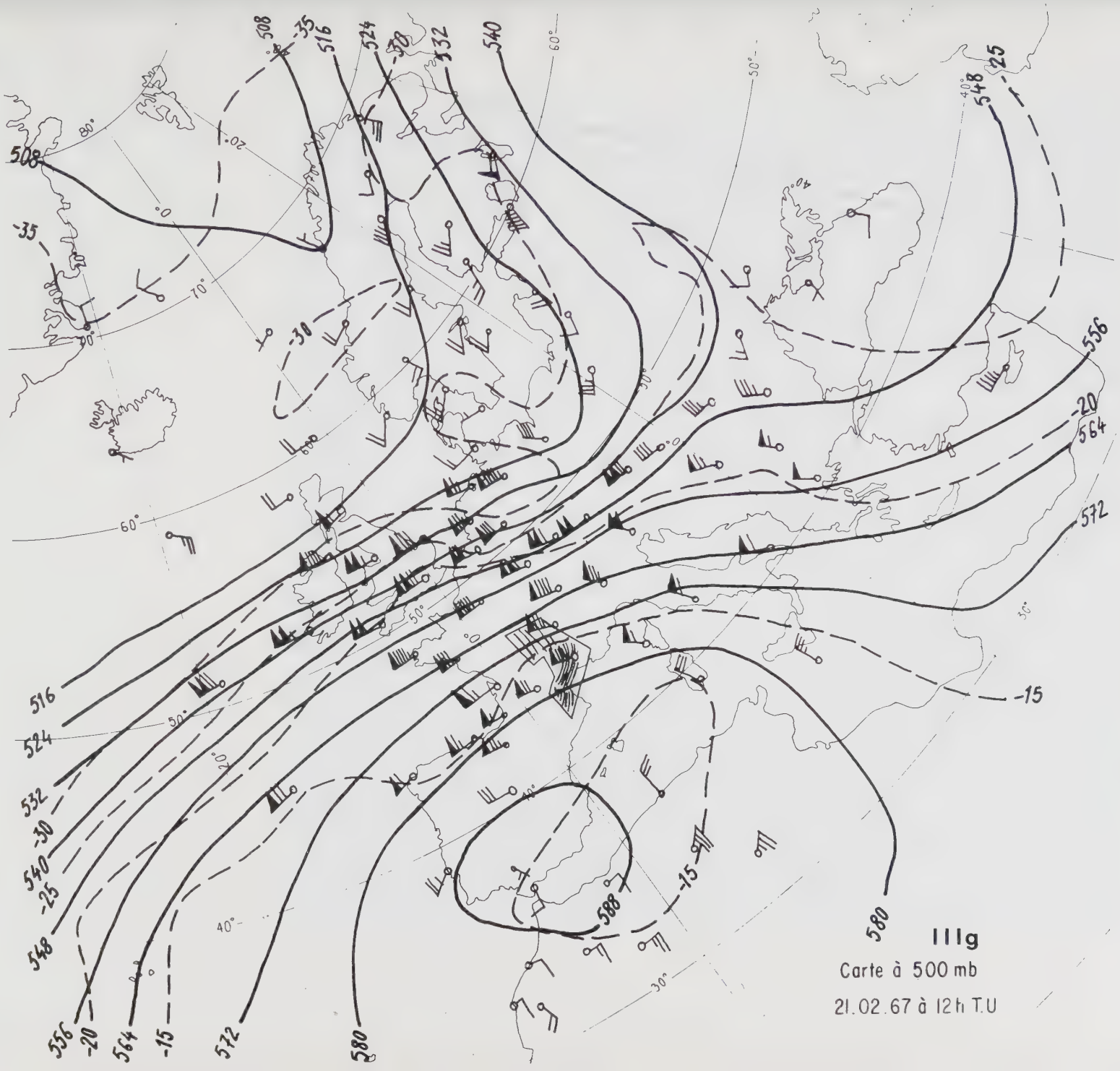
La moitié Ouest du Massif Central est recouverte de nuages, tandis que sur sa bordure orientale et méridionale apparaissent des nuages en bandes. La première éclaircie visible en A se situe sous le vent des Monts d'Auvergne (Sancy, Chaîne des Puys). Les nuages désignés par la lettre B se trouvent sur la vallée du Rhône, dans la région de Lyon. Ils se prolongent vers le Sud pour se raccorder aux ondes engendrées par les Cévennes et l'Espinouse (C), puis à celles des Corbières (D). (La longueur d'onde sous le vent de l'Espinouse est d'environ 14,5 Km Vents à 700 mb à 12H TU, à Bordeaux et à Lyon).

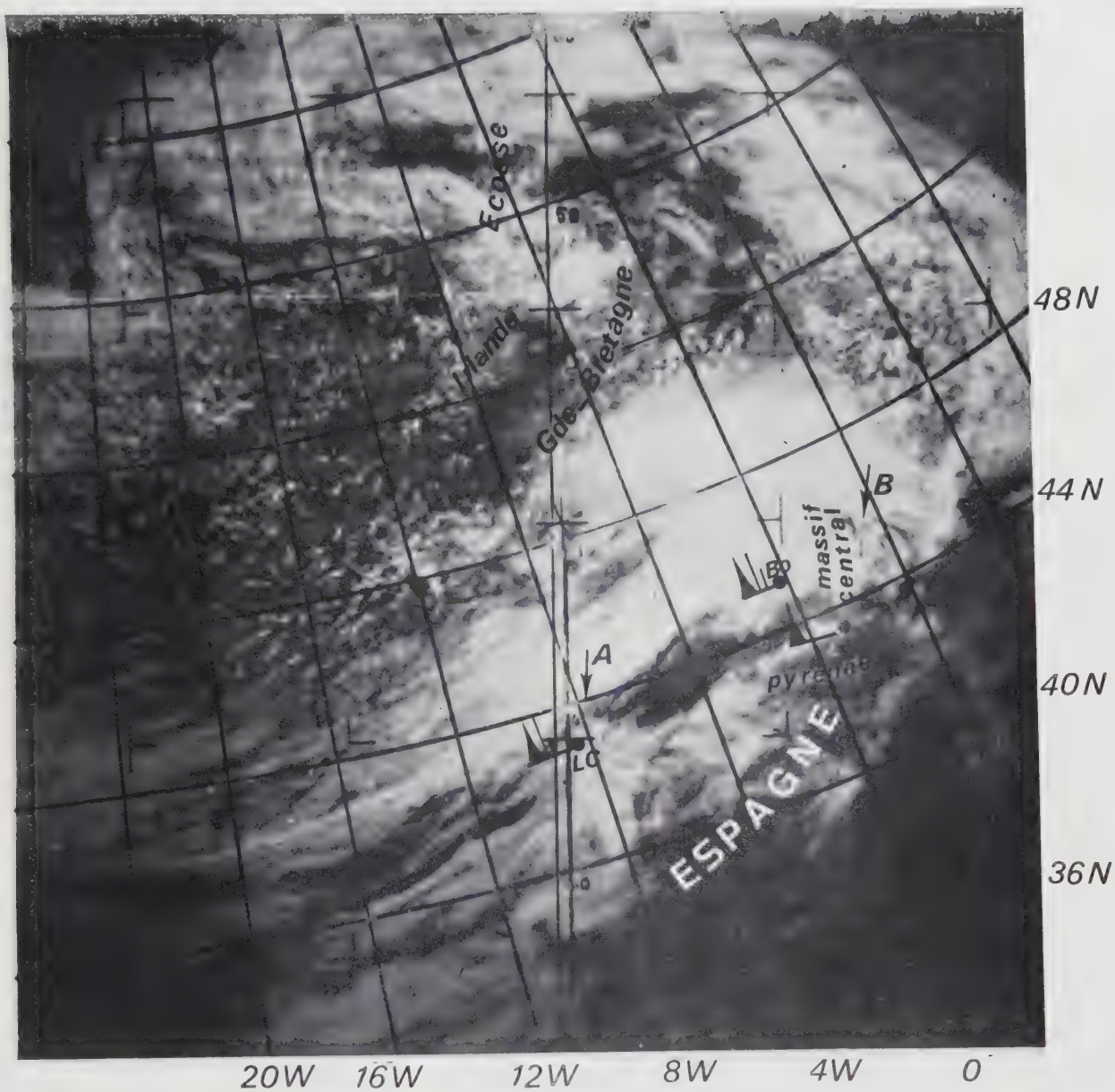
CARTE Ig



CARTE IIg




508
516
524
532
540
548
556
564
572
580
588
-35
-30
-25
-20
-15
-0
80°
70°
60°
50°
40°
30°
III g
Carte à 500 mb
21.02.67 à 12h T.U



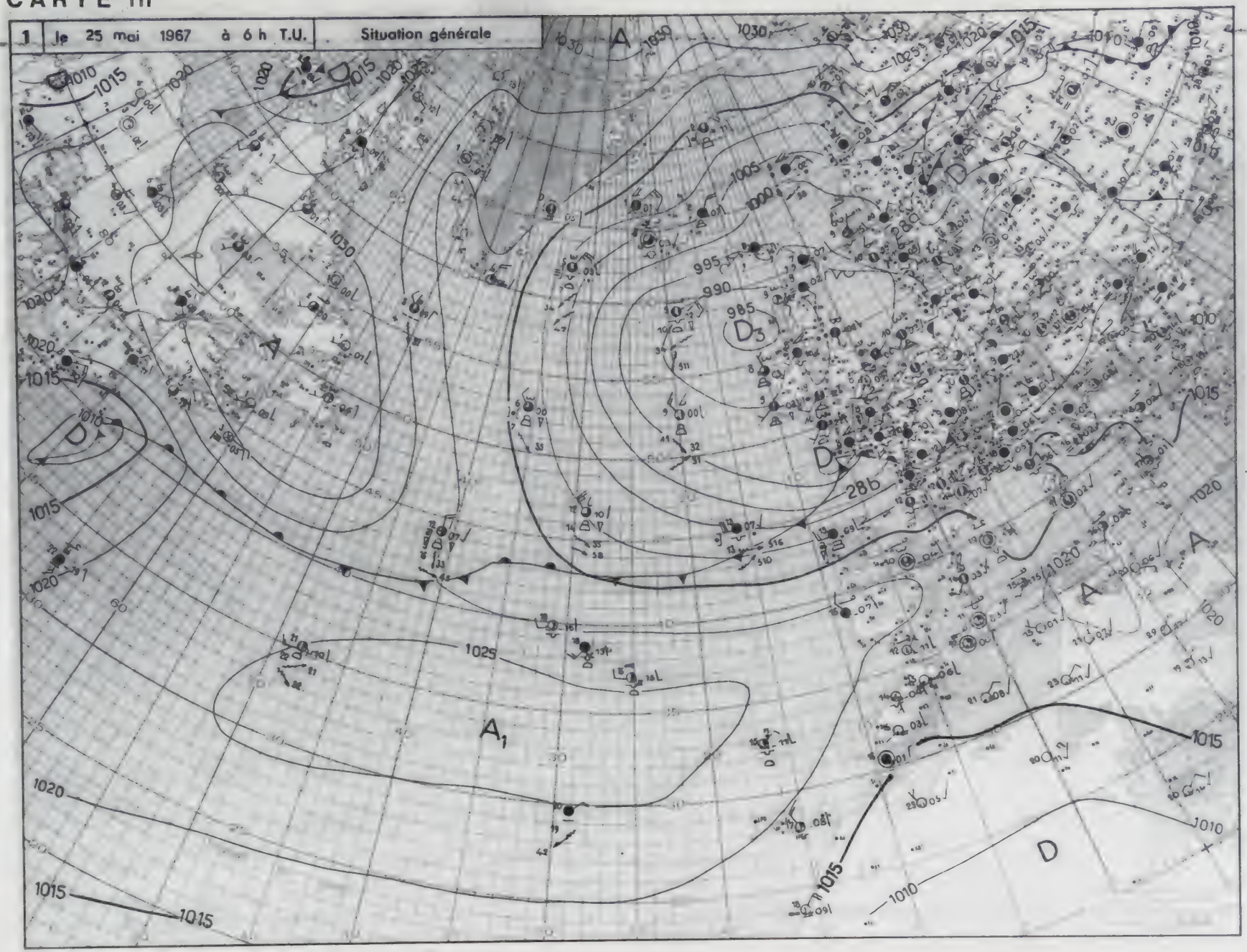
Photographie n°23

25 MAI 1967 à 8H 53 TU

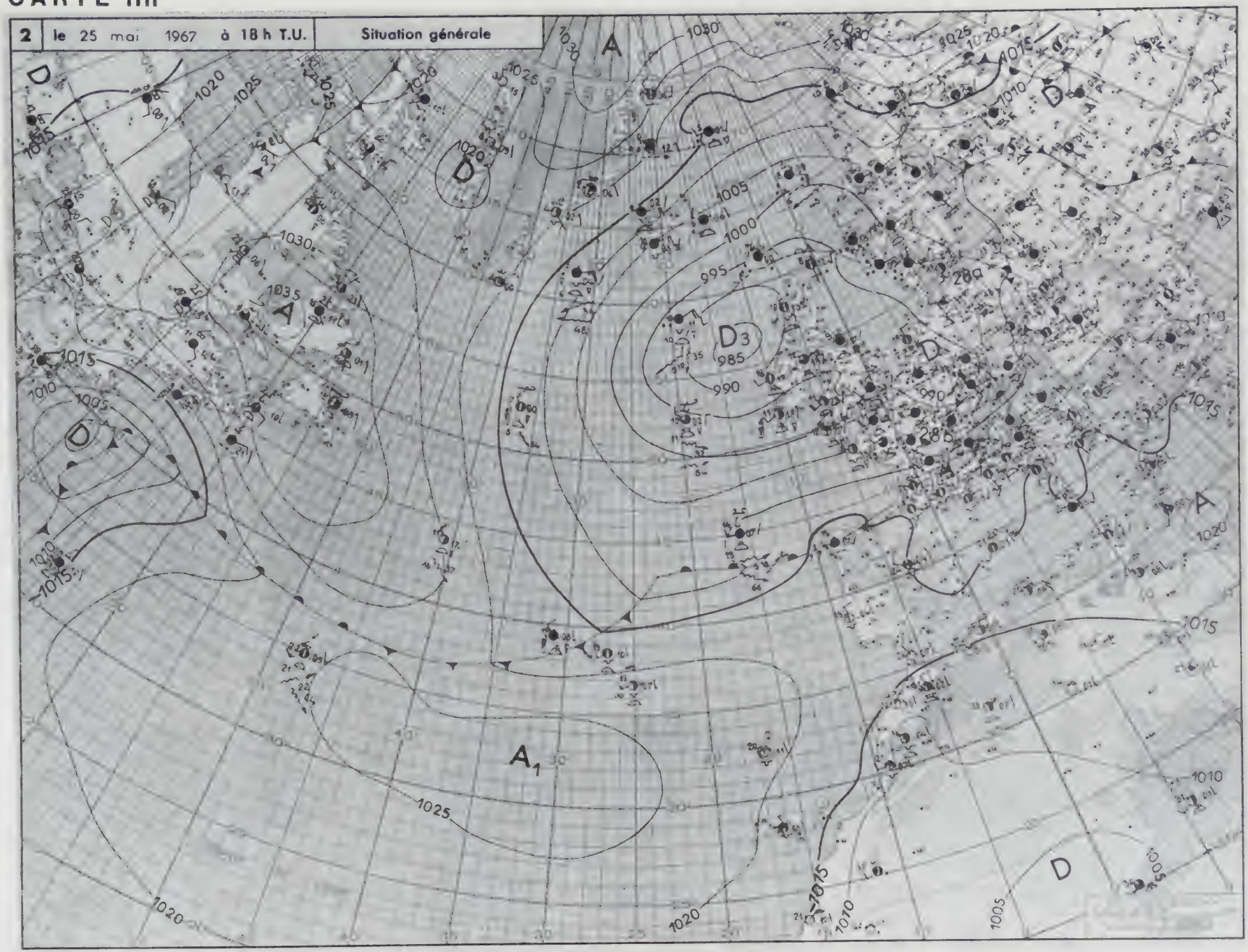
ESSA 2 - 3809

Les circulations zonales : Les nuages en bandes désignés par la lettre A sont situés sur le Nord-Ouest de l'Espagne. Leur longueur d'onde est de 17,6 Km. Ceux qui sont visibles en B se sont formés sur la bordure orientale du Massif Central (longueur d'onde égale à 17,5 Km environ).

CARTE 1h


1 le 25 mai 1967 à 6 h T.U. Situation générale
A
D
D3
A1
28b
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
985

CARTE 11h


2 le 25 mai 1967 à 18 h T.U.
Situation générale
A
D
D3
A1
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
985
1035

CARTE IIIh

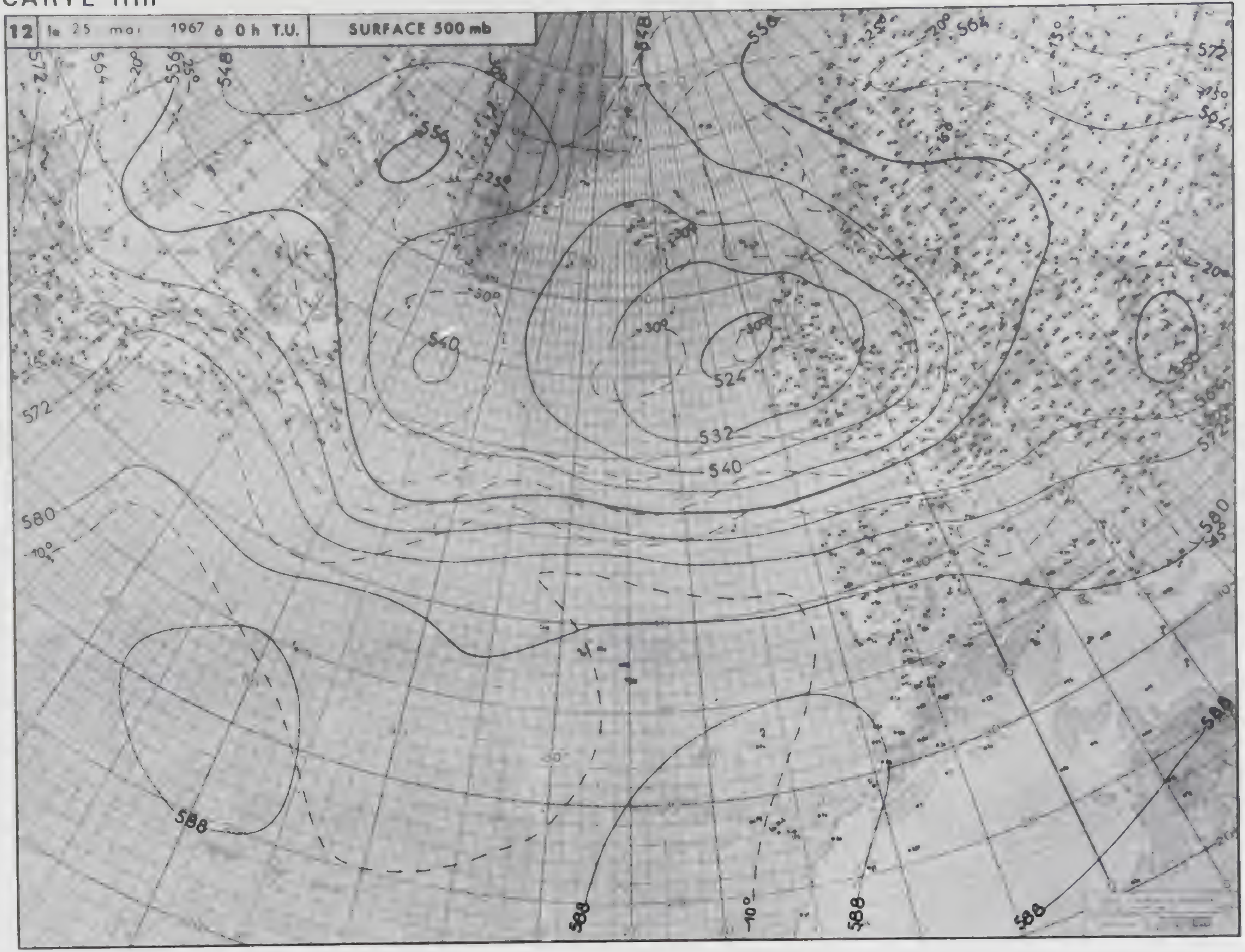
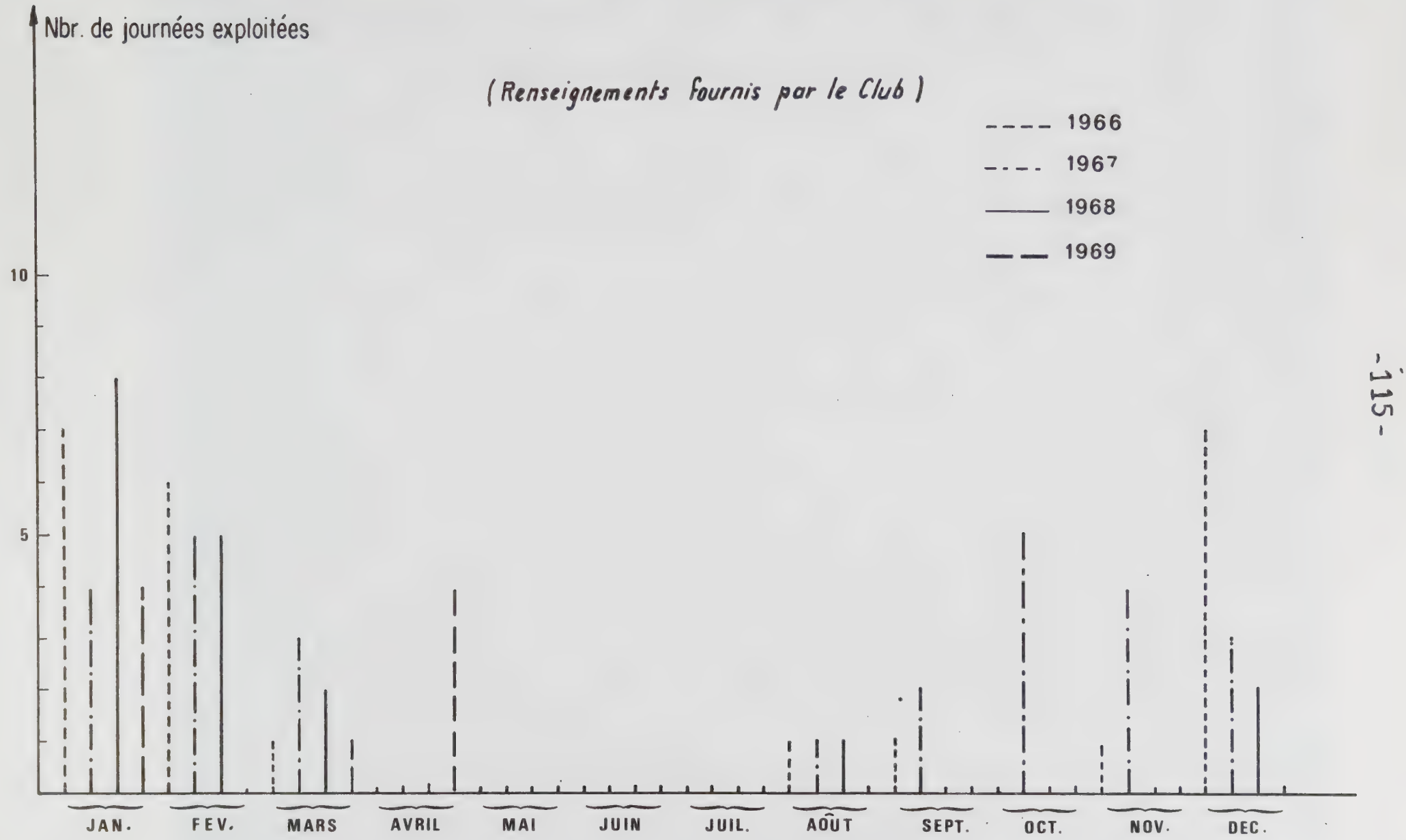

12
le 25 mai 1967 à 0 h T.U.
SURFACE 500 mb
524
532
540
548
556
564
572
580
588

TABLEAU nº 8

JOURNÉES D'ONDE EXPLOITÉES A ISSOIRE



des journées d'onde exploitées par le centre de vol à voile d'Issoire).

Les nuages en bandes qui leur sont liés ne sont généralement plus visibles sur les photographies du lendemain.

C) Circulations intermédiaires : situations à dorsales ou à talwegs mobiles :

Nous avons classé dans ce groupe, les situations dont les cartes en altitude montrent des ondes planétaires d'amplitude et de longueur d'onde moyennes. Le déplacement vers l'Est de ces ondes entraîne, en un lieu donné, des variations plus ou moins rapides de la direction et de la force du vent. Des nuages à structure ondulatoire peuvent y apparaître dès que ces deux dernières satisfont aux critères régionaux requis.

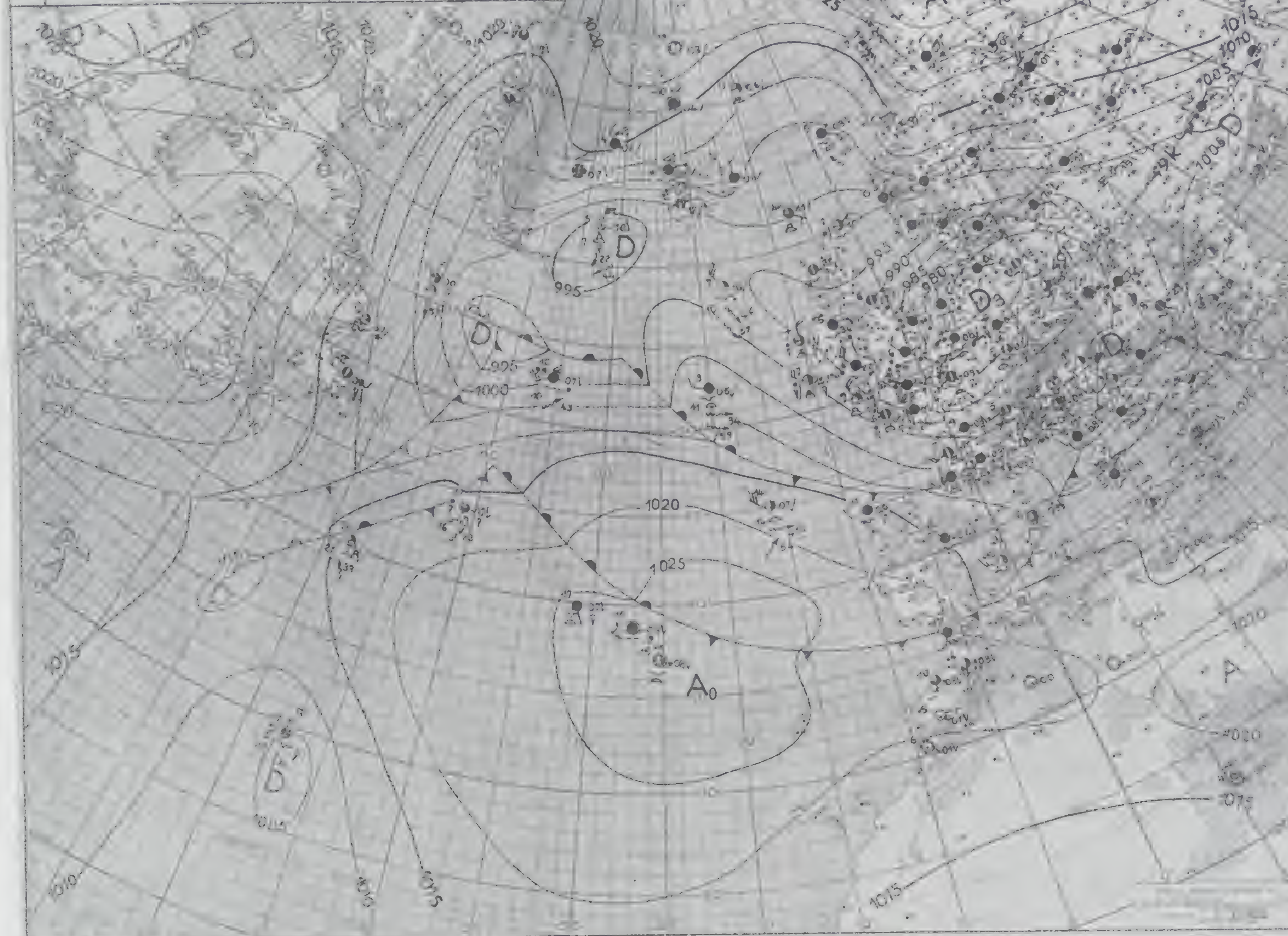
Ainsi, il n'est pas rare d'assister, avec le déplacement vers l'Est d'une dorsale, au décalage dans la même direction de la position des systèmes nuageux. Les journées du 13 et 14 décembre 1966 illustrent bien ce phénomène.

La situation météorologique en surface de ces deux journées est caractérisée par la présence d'un anticyclone, centré au large du Portugal, et de plusieurs centres dépressionnaires situés au voisinage de l'Islande ainsi que sur le Nord et le Centre de l'Europe. Ces dépressions dirigent sur l'Europe Occidentale un courant perturbé actif de Nord-Ouest.

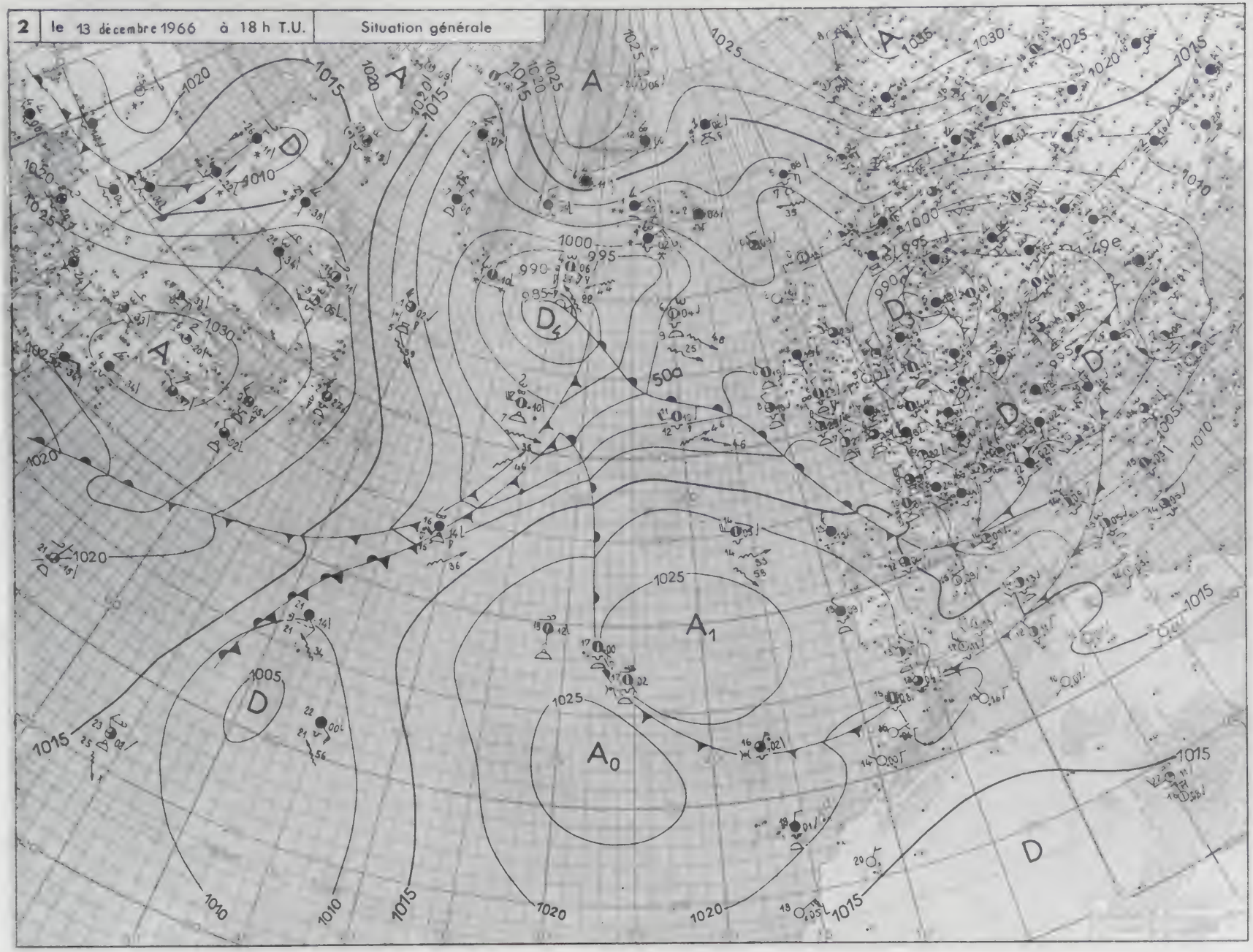
En altitude, la dorsale axée par 30° de longitude W le 13 décembre, se décale lentement vers l'Est. Le courant de Nord-Ouest qui s'établit sur l'Espagne en début de journée s'étend progressivement à l'Afrique du

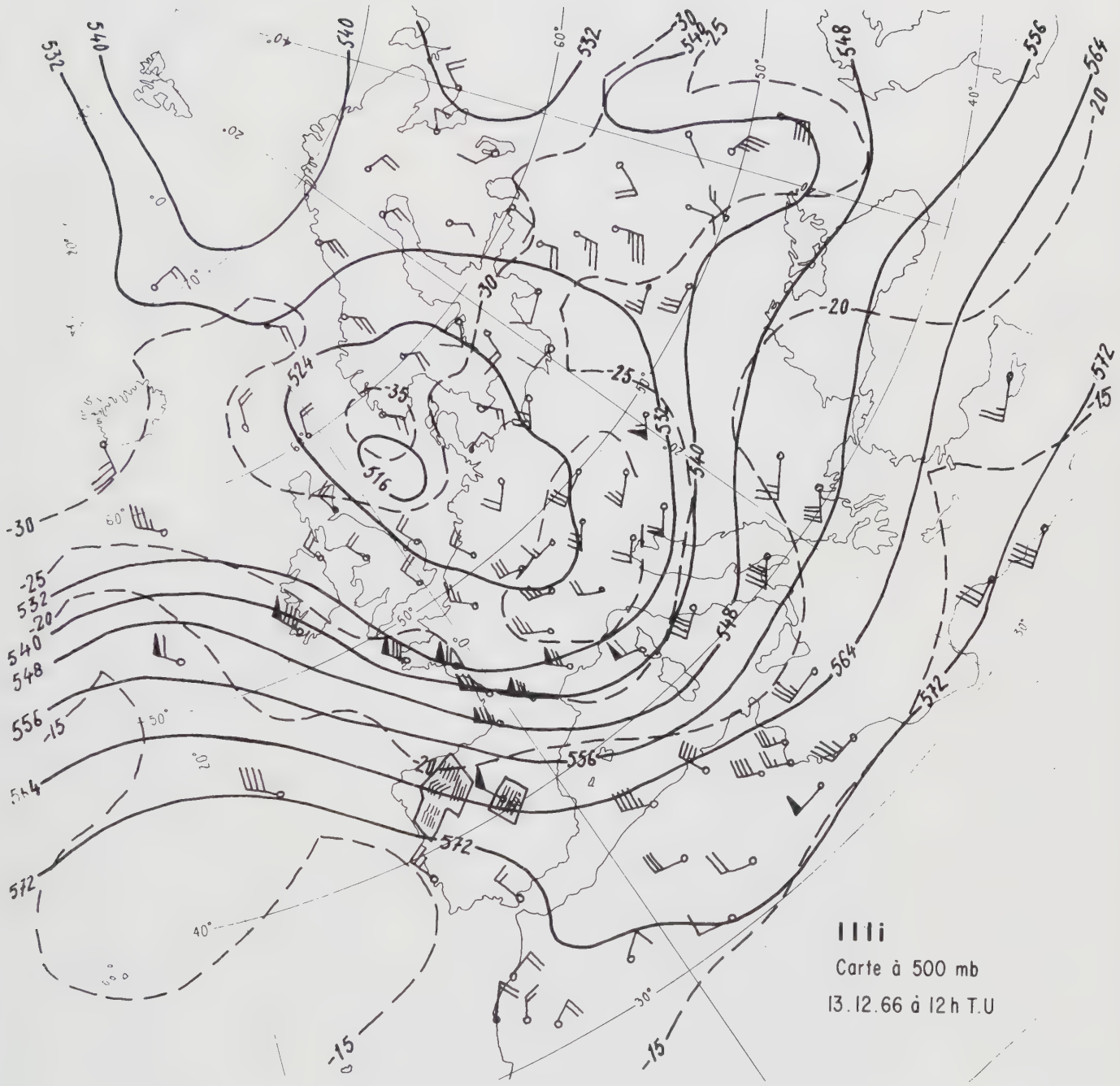
CARTE II

1 | le 13 décembre 1966 à 6 h T.U. | Situation générale



CARTE III

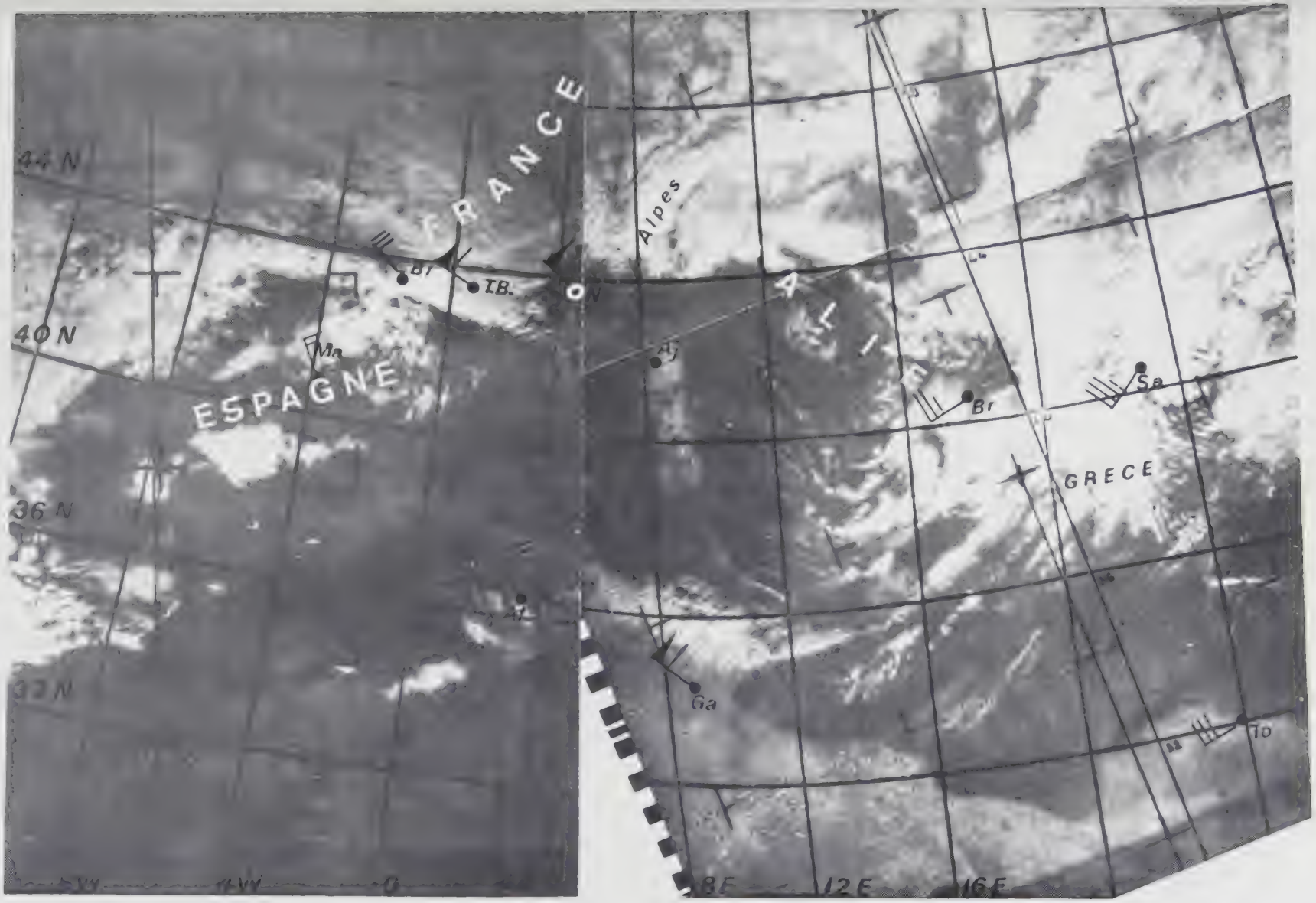




III i

Carte à 500 mb

13.12.66 à 12 h T.U



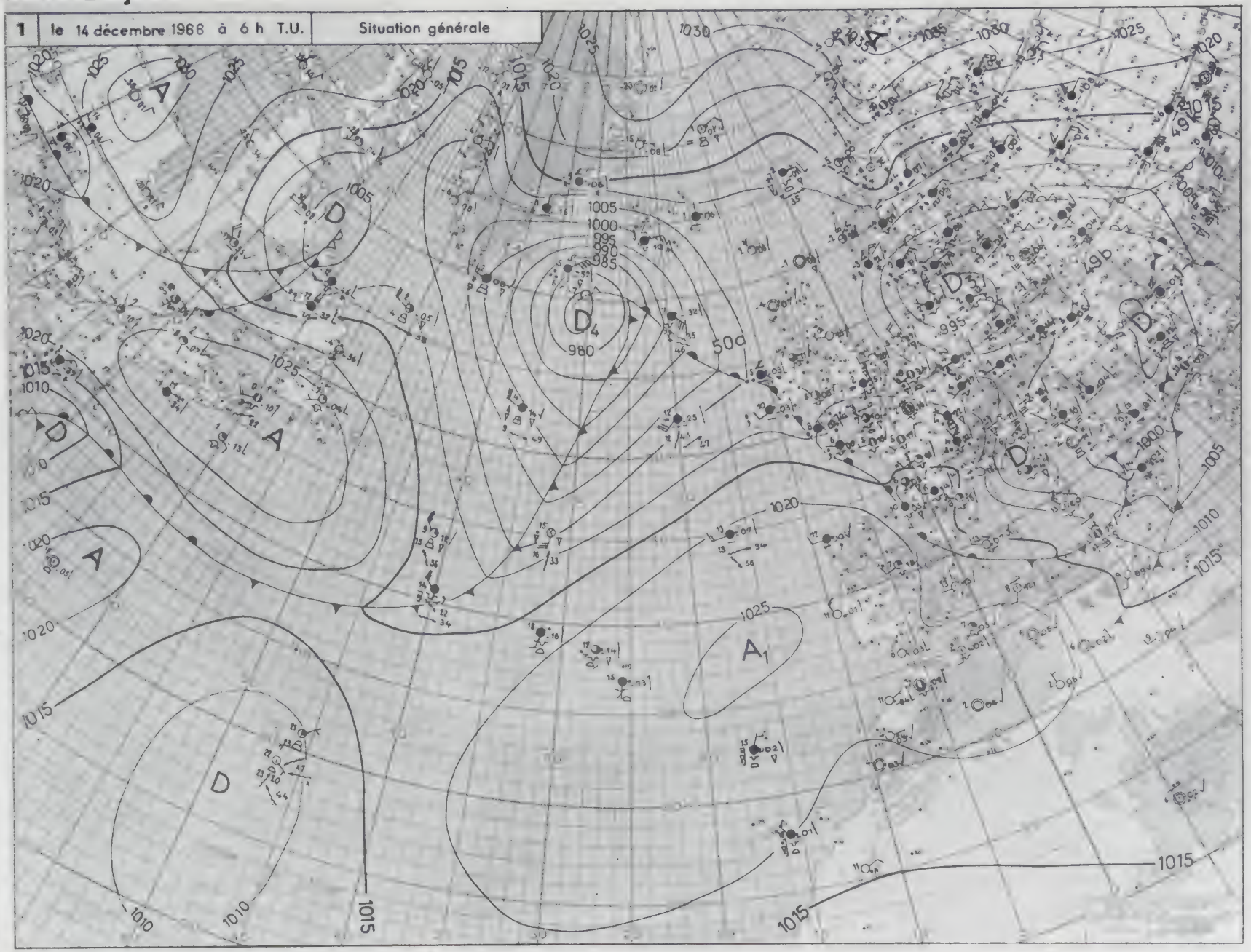
Photographie n°24

14 DECEMBRE 1966 à 9H 53, 9H 56 et 11H 40 TU

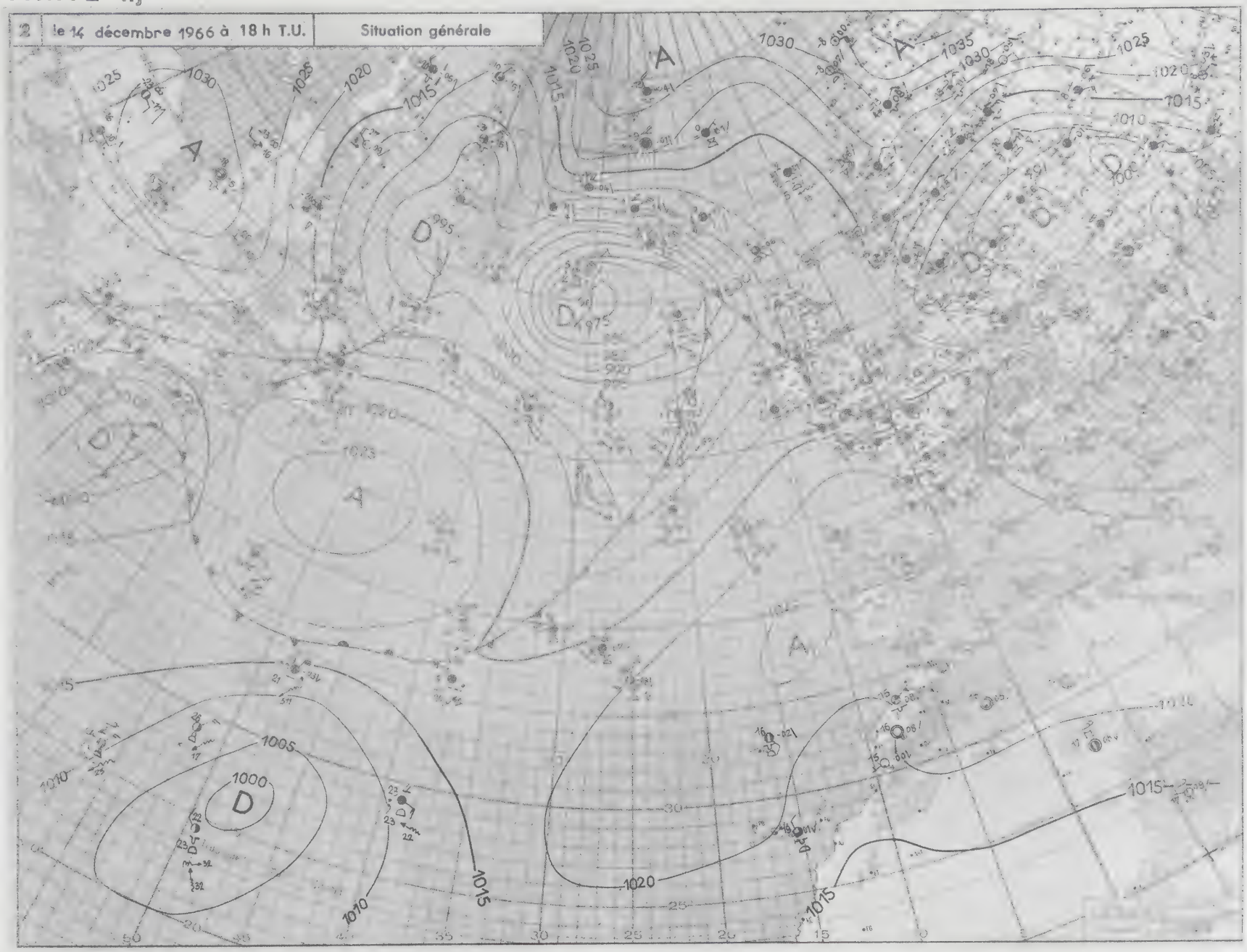
NIMBUS 2 - 2526, 2527, 2520

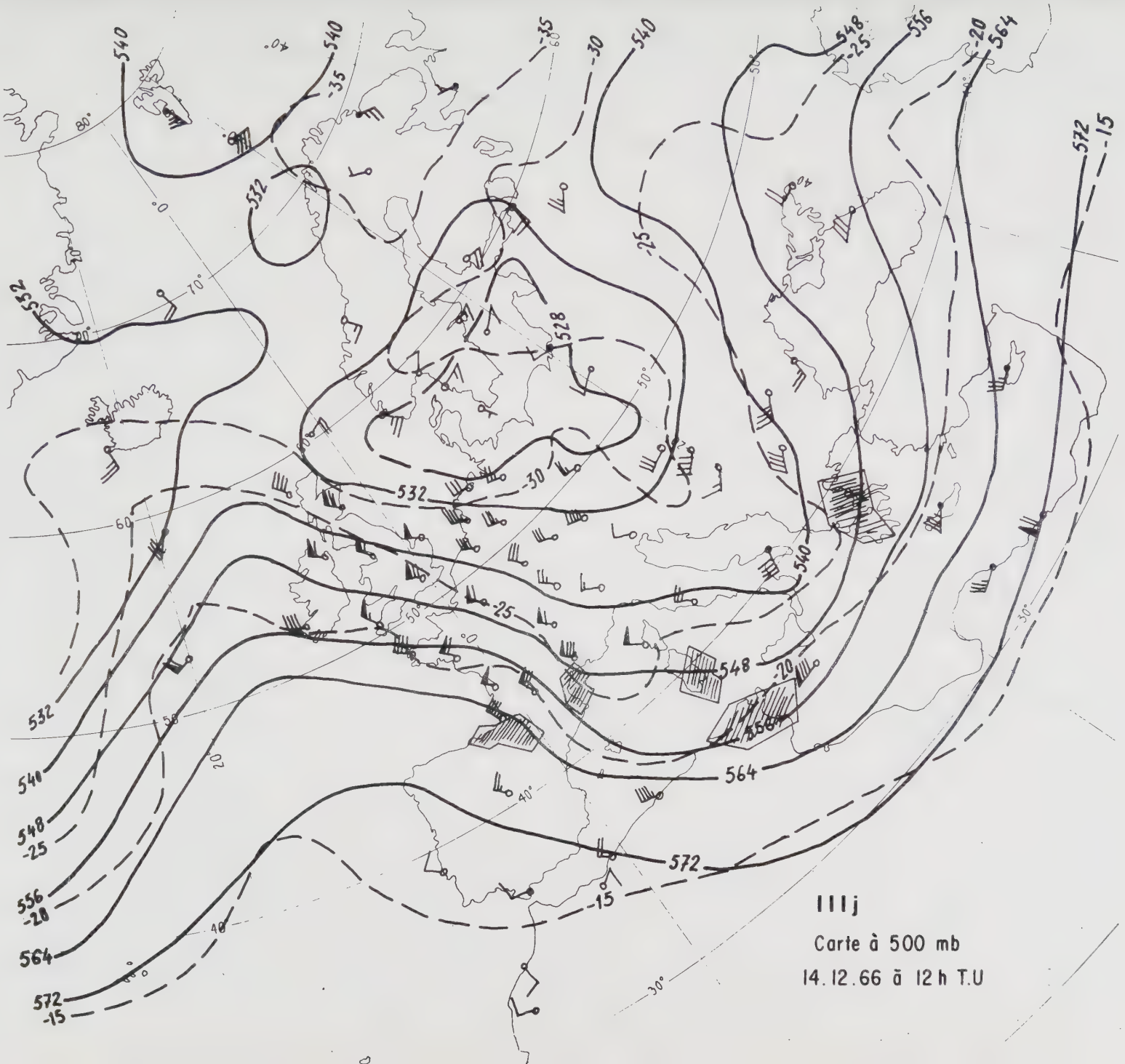
Les circulations intermédiaires : Sur ce cliché réalisé à l'aide de trois photographies prises au cours de deux orbites successives, des nuages à structure ondulatoire sont visibles sur la région de Logrono (longueur d'onde égale à 11,5 Km), sous le vent des Pyrénées Orientales (λ = 20,5 Km), de l'Espinouse (λ = 20,5 Km) et des Alpes du Sud, en aval de la Sardaigne (λ = 17,7 Km) et sur la Tunisie (λ = 17,8 Km). Des bandes nuageuses sont également visibles sur la Grèce et la Mer Egée. Leur orientation, différente de celle des autres systèmes traduit la rotation des vents au secteur SW sur la Méditerranée occidentale.

CARTE Ij


1 le 14 décembre 1966 à 6 h T.U. Situation générale
1030
1025
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
985
980
A
D
D4
A1
50a
49b
49k

CARTE IIj





III j

Carte à 500 mb

14.12.66 à 12 h T.U

Nord, la Méditerranée, la France et les Iles Britanniques*.

Le 13 décembre (cf.photo 10) seul le quart NW de l'Espagne présente des nuages à structure ondulatoire. Le lendemain, ces nuages ont disparu, mais d'autres sont visibles sur la région de Logrono, de Béziers et des Pyrénées Orientales sous le vent des Baléares et de la Sardaigne et, enfin, en Tunisie.

En ce qui concerne la position de ces différents systèmes nuageux par rapport aux fronts, on peut noter que celui du 13 décembre se place entre deux fronts assez rapprochés. Pour la journée du 14, les nuages visibles sur la région de Logrono sont situés à l'arrière d'un front chaud, et les autres à l'avant de ce front. La Tunisie, par contre, vient d'être balayée par un front froid peu actif.

La situation du 28.12.66 est du même type que les précédentes, mais son évolution est commandée par le déplacement vers l'Est du talweg d'altitude, et de la goutte froide (-30°), visibles sur la carte à 500 mb. Elle donne lieu à des nuages en bandes extrêmement nets, mais très localisés (Bas Languedoc** et Roussillon uniquement). Comme pour la journée du 14.12.66 la région du Bas Languedoc se situe à l'avant du front chaud***.

---

* noter également les nuages en bandes visibles sur la Yougoslavie, la Grèce et la mer Egée et qui sont provoqués par le vent de SW qui souffle sur ces régions. La position des systèmes nuageux en bandes et l'orientation de leur axe suivent très exactement l'ondulation des isohypses sur le Bassin Méditerranéen.

** un planeur de l'Aeroclub de Béziers a atteint ce jour-là l'altitude de 5600 m

*** lors d'une étude antérieure (D.FOISSAC1962 et 63) nous avions également remarqué que l'arrivée d'un front chaud semblait constituer un des éléments favorables à l'établissement de mouvements ondulatoires sous le vent de la Montagne Noire et de l'Espinouse.

Un grand nombre de situations étudiées peut entrer dans le groupe que nous venons de décrire. Les nuages à structure ondulatoire qui leur sont liés, sont, le plus souvent, des cas isolés que l'on peut observer selon les jours, sous le vent des Monts Cantabriques et assez souvent de la Sierra de Guadarrama, dans la région de Logrono, sur le Bas Languedoc et le Roussillon (ondes produites par le Massif du Carlitte, du Canigou et les Albères) et parfois sur les Alpes du Sud en aval du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure.

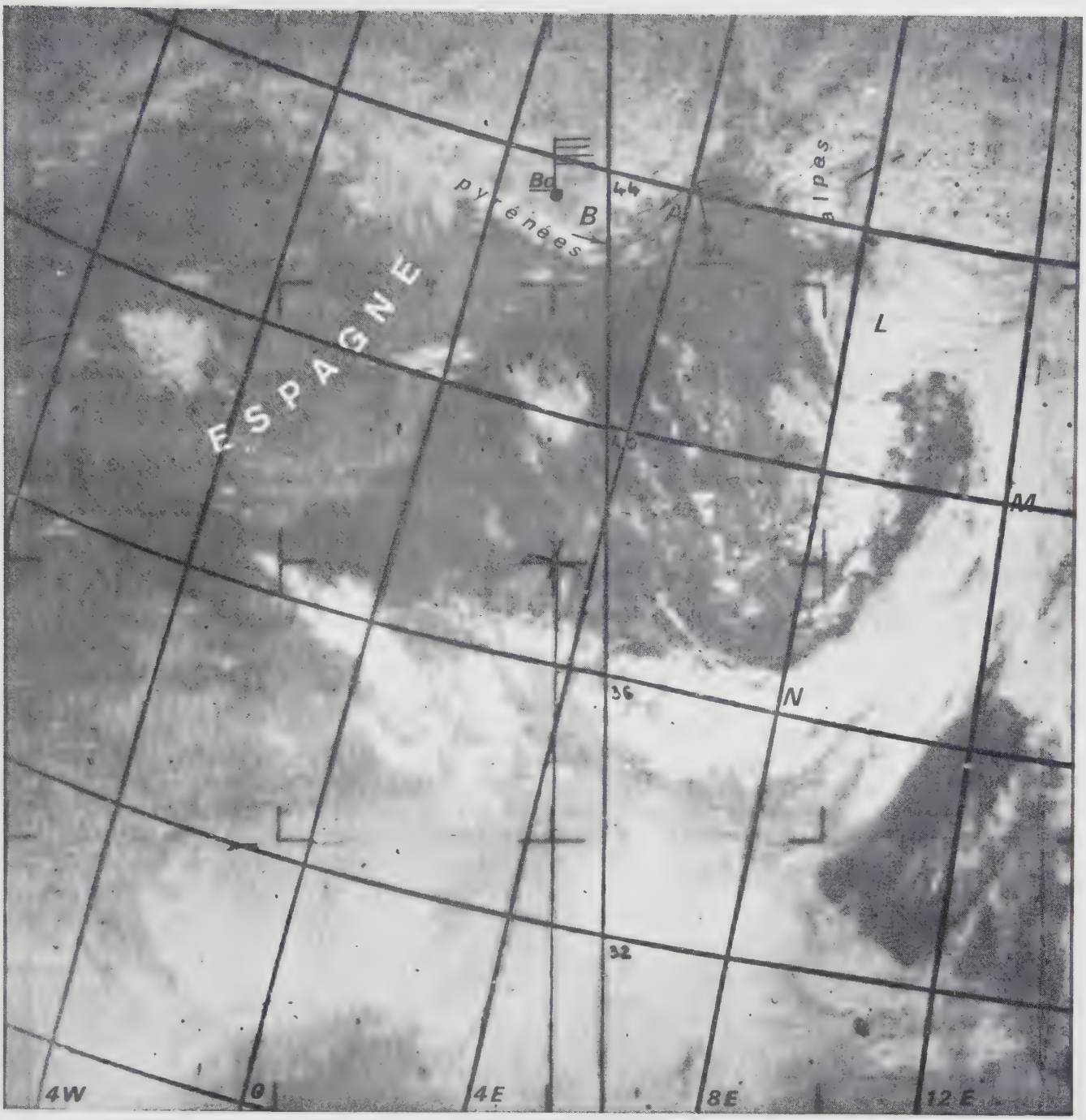
Ce genre de situation peut se produire en toutes saisons, mais les mois les plus favorables paraissent être ceux de décembre, janvier, mars et avril.

III.1.1.2. Répartition des situations examinées entre les divers types de situations précédemment définis:

Sur 66 situations examinées, 59 d'entre elles ont pu être réparties entre les catégories précédemment définies. Les sept autres qui constituent en fait des cas particuliers de ces divers types de situations, ont été classés séparément.

La répartition est la suivante : TABLEAU 9

Type de situation	Nombre de cas	Pourcentage par rapport au nombre de cas examinés
Circulations quasi méridiennes de Nord-Ouest à Nord	14	21 %
Circulations quasi méridiennes de SW à S	12	18 %
Circulation zonales	9	14 %
Circulations à dorsales ou à talwegs mobiles	24	37 %
Cas particuliers	7	10 %



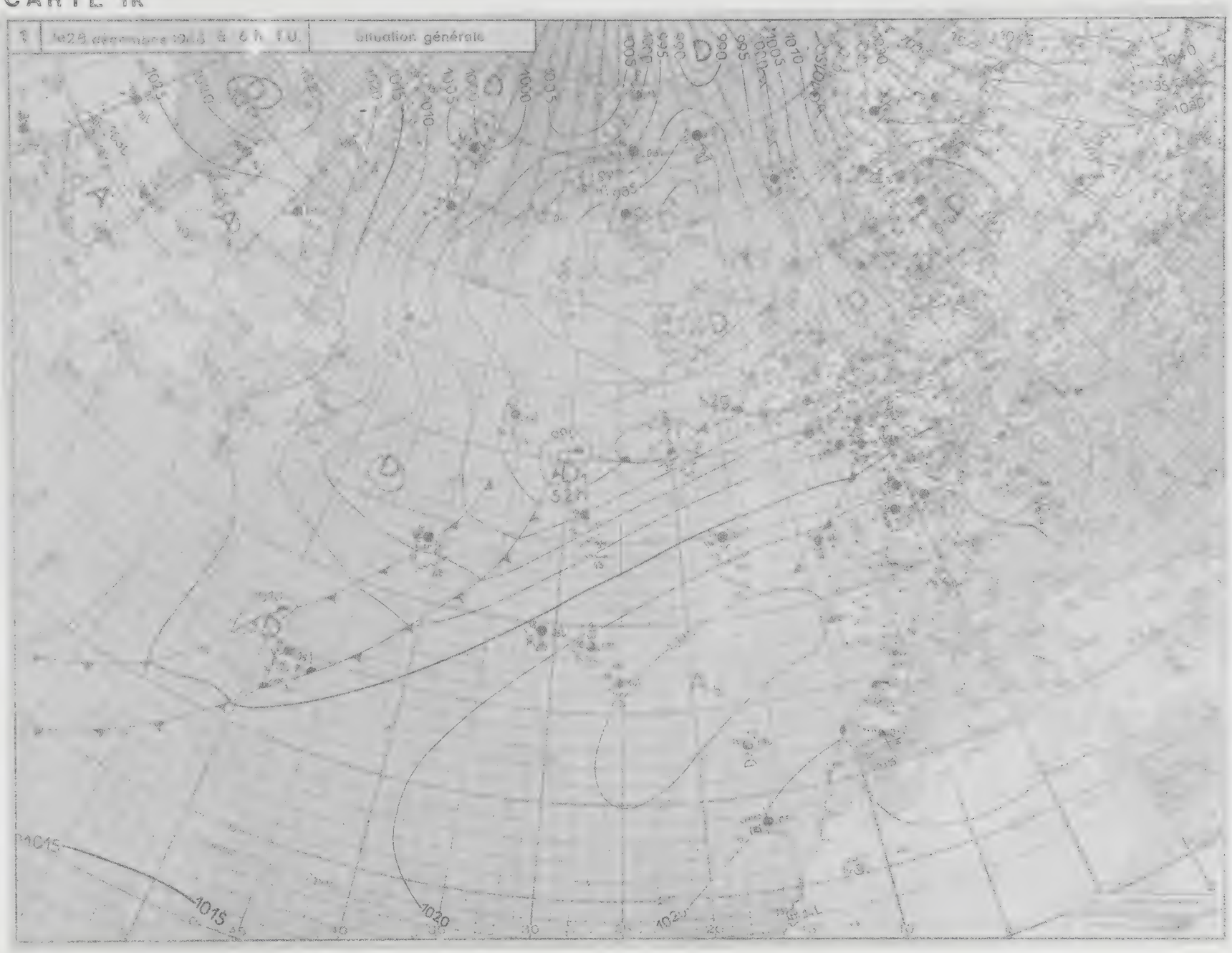
Photographie n°25

28 DECEMBRE 1966 à 10H 58 TU NIMBUS 2 - 2697

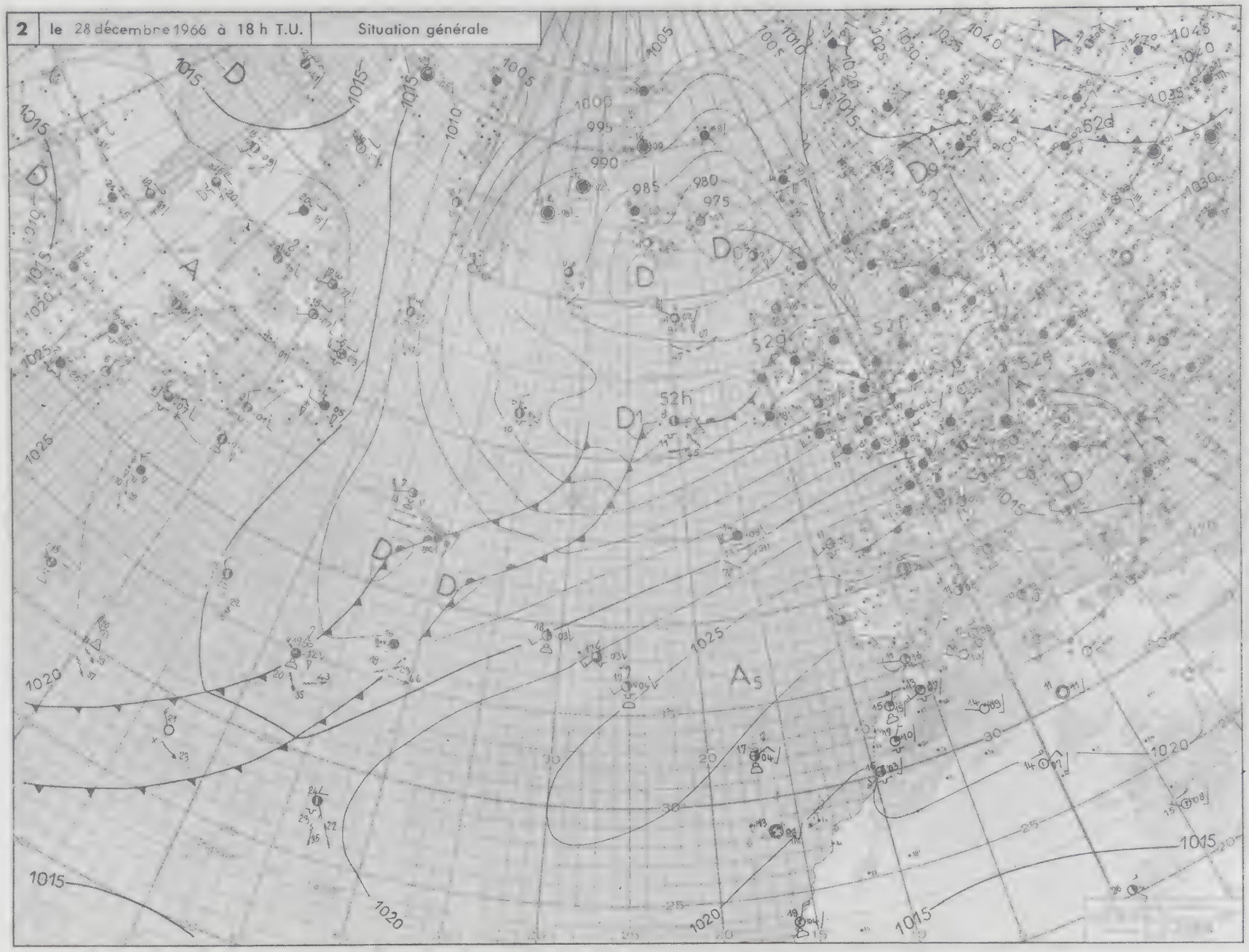
Les circulations intermédiaires : Les nuages à structure ondulatoire visibles en A et B se situent en aval de l'Espinouse et sur les Corbières. (Longueur d'onde en A : 12,5 Km)

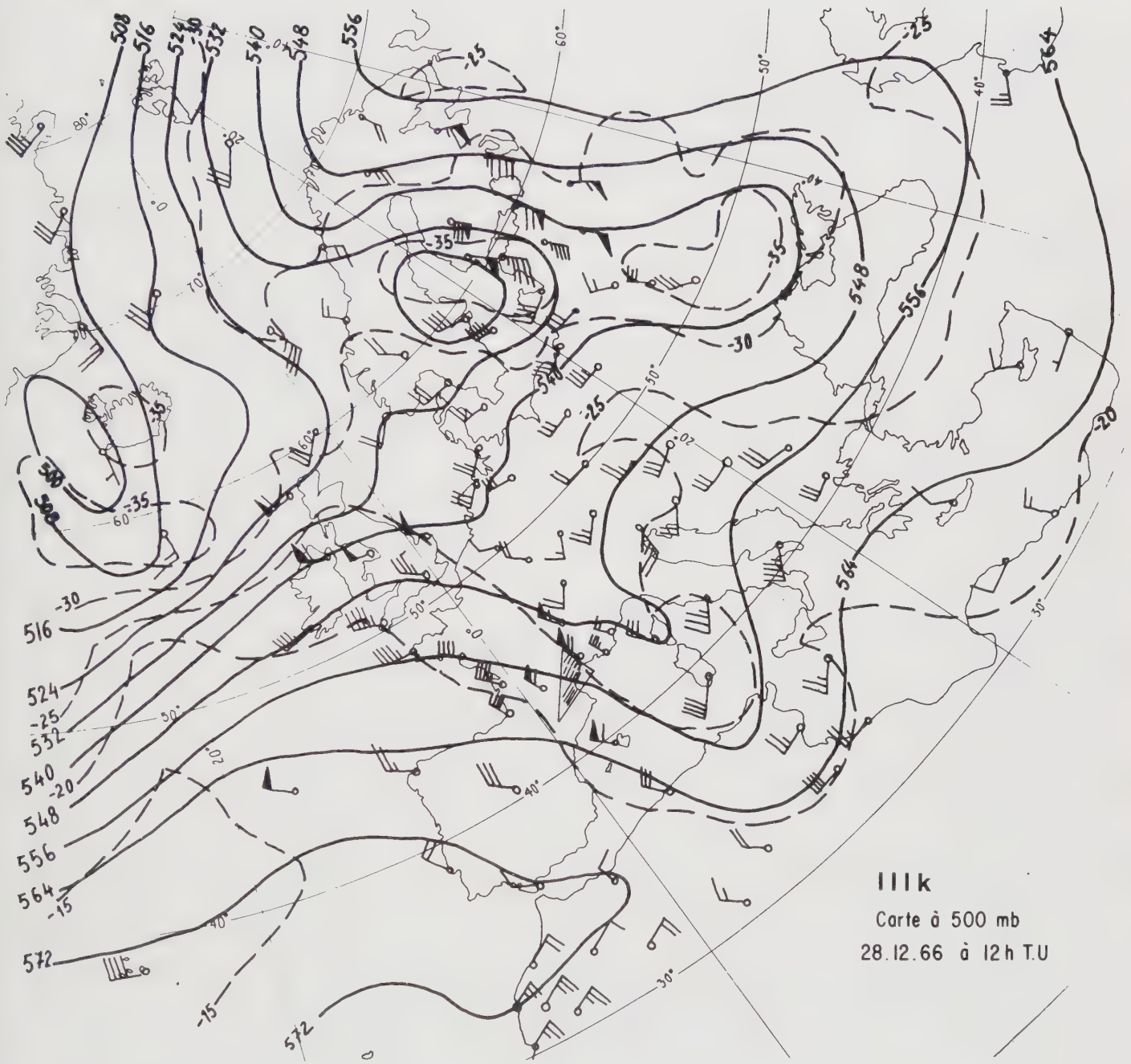
La bande nuageuse L.M.N. correspond au front froid de la perturbation 52 E (cf cartes Ik et IIk)
Vents à 700 mb à 12H à Bordeaux et à Nîmes)

CARTE Ik



CARTE IIk





III k

Carte à 500 mb

28.12.66 à 12 h T.U

III.1.2. Nature et altitude des nuages :

Outre la néphanalyse, carte schématique des secteurs nuageux et des phénomènes atmosphériques identifiés sur les photographies reçues des satellites (voir carte n° 9), les documents météorologiques donnant des informations sur les nuages sont, principalement : les cartes en surface (norvégiennes), les radiosondages et les comptes rendus quotidiens (CRQ) établis dans un certain nombre de stations.

Nous n'avons rassemblé qu'un petit nombre de néphanalyses car il s'est assez rapidement avéré que ce document -conçu pour la prévision générale ne pouvait nous fournir les renseignements souhaités : les nuages à structure ondulatoire n'y figurent pas toujours et, même lorsque mention en est faite, la nébulosité et la forme ou la nature des nuages qui sont indiquées sont généralement relatives à l'ensemble des systèmes nuageux auxquels ils sont associés et non aux nuages d'onde eux-mêmes.

Les indications portées, sous forme codée, sur les norvégiennes et les radiosondages peuvent fournir d'intéressantes informations sur la nature et l'altitude des nuages visibles sur les photographies à condition toutefois que la station météorologique soit suffisamment proche du phénomène nuageux considéré (distance inférieure à 50 km) et que l'heure de l'observation soit également voisine de celle du passage du satellite (écart de moins d'une heure). Ces deux conditions sont, il faut le dire, difficiles à réunir, aussi nous sommes nous tournés vers les C.R.Q. et plus particulièrement vers celui de la station de Montpellier.

Sur ce document, de caractère essentiellement climatologique, figurent, pour chaque heure de la jour-

TABLEAU 10 - Résumé des renseignements fournis par les C.R.Q. de Montpellier

Date et Heure de la photographie de satellite (T.U.)		Heure de l'obs. (T.U.)	ETAT DU CIEL										OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES			
			SECTEURS NUAGEUX	neb. tot. octa	nat.nuag.			néb.parti.			alt. nuages					
					C L	C M	C H	N L	N M	N H	h L	h M	h H	direct. VENT	force du vent	NUAGES	PRECIPITATIONS
14-12-66	11h40	11h	Intervalle clair	4	5	4	2	1	2		1000	3500		W.à NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s		
21-12-66	11h18	11h	Intervalle	1	5	0	0	1			1200			W.à NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s		
22-12-66	10h52	11h	Intervalle clair	3	5	4	0	1	3		1000	3000		W.à NW.	modéré à assez fort	Ac. en bancs lacunosus ou discontinus perlucidus . St-cu cumulogénitus au NW.	
24-12-66	11h29	11h	Intervalle clair	2	5	4	2	1	1		1200	3500		W.àWNW.	modéré à assez fort	AC. lenticulaires	
25-12-66	10h54	12h	Marge	4	5	0	2	2		2	1200		7000	NW.	faible à fort	pas d'observations: grève	
28-12-66	10h58	11h	Marge	2	5	4	0	1	2		1500	3500		NW.	modéré		
29-12-66	10h27	11h	Marge	4	2	4	2	1		4	1200		7500	W.	faible à modéré	Ac. opacus	
30-12-66	11h41	12h	Zone de St-cu	6	5	4	2	1		2	1100		7500	W.	modéré à assez fort	St-cu opacus tous secteurs en couches	
6 -01-67	11h17	11h	Traine faible	2	5	0	0	2			1000			NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s		
21-02-67	10h09	10h	Traine faible à St-cu	5	5	0	0	5			1300			NW.	modéré à assez fort	St- cu undulatus	
2-03-67	9h49	10 et 11h	Marge peu chargée	1	0	4	1		1	1		3600	8000	variable	faible à modéré	Ac. translucidus	
18-03-67	9h47	10h	Marge	2	2	4	0	1	1		1200	3200		W.à NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s	Ac. lenticulaires	
19-03-67	10h19	11h	Intervalle clair	2	1	4	2	1	1		1400	3500		N.	modéré à fort	Ac. lenticulaires	
20-03-67	10h54	11h	Intervalle peu nuageux	1	1	0	2	1		1	1600		7500	NW.àN.	fort avec rafales ≥à 16 m/s	8h45: formation épaisse de Cu. humilis	
6- 04-67	9h35	9h	Marge	6	5	7	0	1	6		1100	3400		NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s	couche moyenne d'Ac.opacus en désagrég.	
1-11-67	11h18	11h	Intervalle	2	2	4	2	1	1		1000	3600		W.àNW.	modéré à fort	Ac. translucidus épars	
29-11-67	9h59	10h	Marge	2	5	0	2	1		2	1300		7500	NW.	modéré à fort		
3-01-68	10h37	10h	Intervalle clair	7	5	7	X	4	7		1000	3000		NW.	faible	Ac. translucidus arrivant par l'ouest	pluie faible 10h30/11h40
4-01-68	9h36	10h	Intervalle	4	5	4	2	2		2	1200		7500	NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s	Apparition de bancs élevés de lent.vers 9h40 et disparition vers 11h30	
5-01-68	10h30	11h	Marge éloignée	5	5	4	2	1	4		1200	3500		NW.	fort avec rafales ≥à 16 m/s	Ac. lenticulaires en bancs isolés	

-née, des indications codées sur la nature et l'altitude de la base des nuages, ainsi qu'un compte-rendu en clair sur l'évolution du temps et des secteurs nuageux, au cours de la journée.

Nous avons rassemblé dans le tableau 11 ci-après les observations faites à Montpellier pour 20 journées différentes à l'heure approximative du passage du satellite. Les genres de nuages qui y sont inscrits se répartissent comme suit :

Stratocumulus non cumulogénitus ($C_L 5$) 14 cas≠	altocumulus translucidus ou perlucides ($C_M 4$) : 12cas.	Cirrus fibratus ou uncinus ($C_H 2$) 11 cas
cumulus médiocris ($C_L 2$) : 3 cas	altocumulus duplicatus ($C_M 7$) ou opacus : $_M 2$ cas	cirrus spissatus ($C_H 1$) : 1 cas
cumulus humilis ($C_L 1$) : 2 cas		

T A B L E A U 11

GENRE DES NUAGES D'APRES LES CRQ DE MONTPELLIER

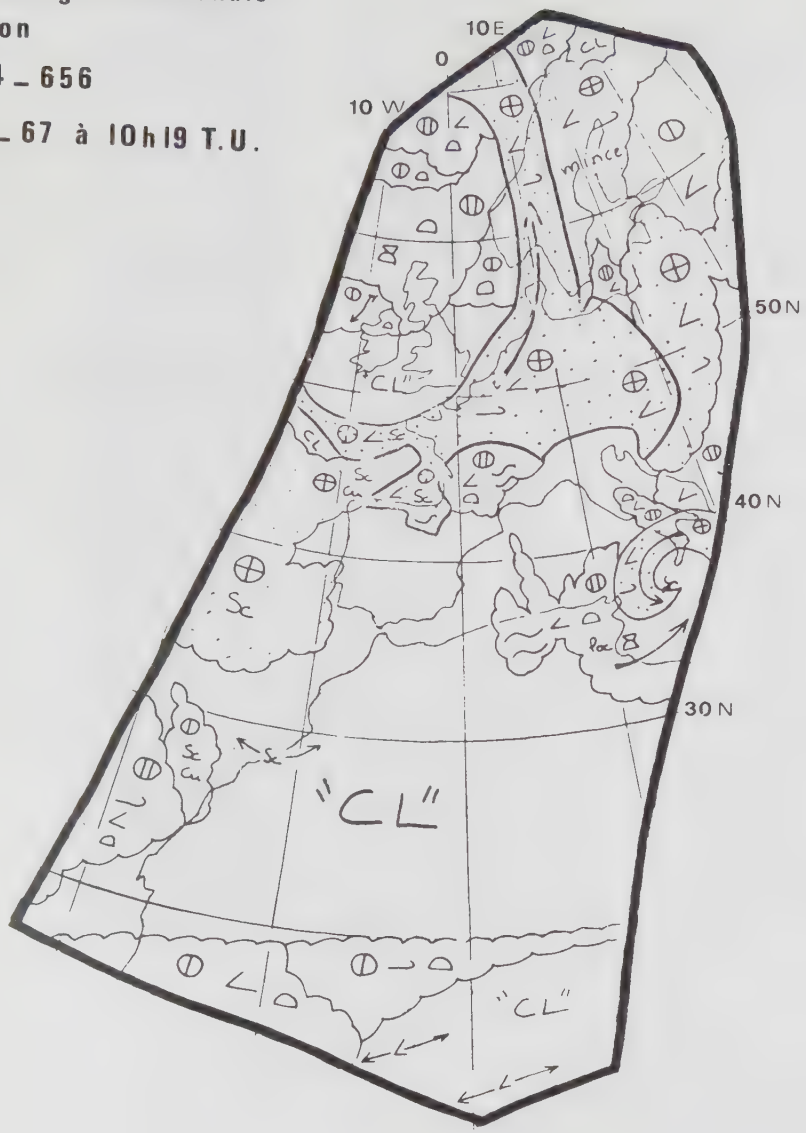
Les nuages observés depuis le sol et susceptibles de correspondre aux nuages à structure ondulatoire visibles sur les photographies de satellite ne sont ni les cirrus dont la forme et la brillance ne s'apparentent pas à celle des nuages étudiés, ni les cumulus humilis dont les dimensions sont trop petites pour

---

≠ il convient de remarquer que l'observation en clair du 22.12.66 est en contradiction avec l'observation chiffrée car le symbole $C_M 4$ ne s'applique en principe pas au St-Cu cumulogenitus.

CARTE n° 9

Météorologie Nationale
Lannion
ESSA 4 _ 656
19_03_67 à 10h19 T.U.



LEGENDE

Nébulosité

"CL" ..... N < 1/8
⊕ ..... 1/8 ≤ N < 4/8
⊕ ..... 4/8 ≤ N < 7/8
⊕ ..... N ≥ 7/8

Formes

Stratiforme
Cumuliforme
Cirriforme

Genres de nuages identifiés

Cb ..... Cumulonimbus
Cu ..... Cumulus
St ..... Stratus
Sc ..... Stratocumulus
..... etc.

Organisations

Nuages en bandes
Indication de courbure
Nuages d' ondes
Vortex

Limites

Limite d' un secteur nuageux principal (système perturbé)
Limite d' un secteur nuageux secondaire
Limite diffuse d' un secteur nuageux
Limite de zone glaciaire

qu'ils apparaissent sur l'image. Aussi, dans un cas au moins -celui du 20.03.67-où n'ont été observés que des cumulus humulis faut-il admettre que les nuages en bandes étaient trop éloignés de la station pour être vus depuis celle-ci.

En ce qui concerne les altocumulus, l'absence d'un symbolisme propre aux altocumulus orographiques[≠] (et d'ailleurs à tous les nuages orographiques en général), ne permet pas, à partir de l'observation chiffrée, de déterminer avec précision, l'origine des nuages observés et encore moins leurs dimensions. Il est donc difficile, dans ces conditions de savoir si celles-ci sont supérieures ou inférieures à la résolution de l'image (celles des lenticulaires orographiques sont à quelques exceptions près inférieures).

Hormis les 5 cas où sont seuls visibles des St-Cu dont les bases se situent entre 1000 et 1300 m, il est donc impossible de déterminer de façon certaine si les nuages en bandes sont des St-Cu (ou cumulus), des altocumulus, ou des St-Cu doublés d'altocumulus[≠≠]. Il faut noter que, dans un cas seulement (21.02.67) où a été spécifiée la variété

≠ il suffit d'examiner l'atlas International des nuages (OMN 1956), de la planche 70 à la planche 78 pour constater combien sont différentes les formes nuageuses que recouvre le symbole C_M4. En région montagneuse, il désigne les altocumulus lenticulaires orographiques, quelque soit leur dimension (voir planches 157 à 166). Cependant, certains observateurs -particulièrement dans les stations militaires utilisent parfois, pour ces mêmes nuages, la notation C_M7.

≠≠ dans son étude "The identification and signification of orographically induced clouds observed by TIROS satellite" J.H. CONOVER indique que sur 12 cas pour lesquels le genre des nuages a pu être vérifié, neuf étaient des stratocumulus ; dans un cas il s'agissait de St-Cu doublés d'altocumulus et dans les deux derniers, d'altocumuls seuls

Stratocumulus undulatus, l'organisation en bandes des nuages semble avoir été perçue depuis le sol.

Par ailleurs, on peut regretter que les observations en clair ne donnent que très rarement des indications sur le déplacement des nuages, leur dimensions et que d'une manière générale ne figure pas sur le CRQ l'altitude du sommet des nuages.

En conclusion, seule une exploration systématique de ces ensembles nuageux peut permettre d'en obtenir une description précise.

III.1.8.1. Influence des courants-jets sur l'extension horizontale des nuages en bandes et sur le développement en altitude des mouvements ondulatoires auxquels ces nuages sont associés :

Toutes les situations que nous avons précédemment décrites montrent la présence d'un courant jet à l'aplomb ou au voisinage immédiat des zones où se sont formés des nuages à structure ondulatoire . Aux exemples déjà cités nous pouvons ajouter ceux du 5.12.66 et du 6.01.67 (cf. cartes et photographies correspondantes*) pour lesquels des ensembles nuageux de très grande extension horizontale sont situés à la verticale de l'axe d'un courant jet ou à très peu de distance de celle-ci**. Cette fréquente coïncidence entre l'existence de nuages en bandes et celle d'un courant jet d'une part, entre la proximité de l'axe du courant jet et la présence d'un très grand nombre de bandes d'autre part, nous ont conduits à rechercher si le

---

* voir les photos du 5.12.66 et du 6.01.67 au ch. II §2

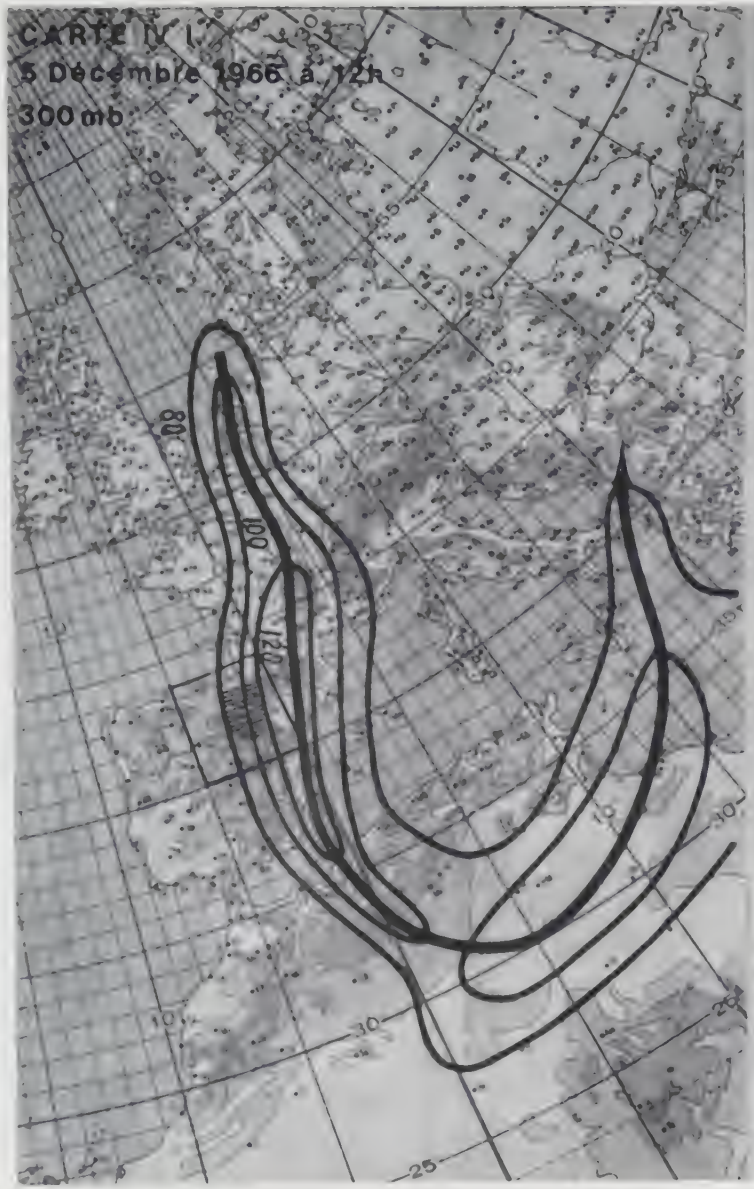
** assez récemment, un article de T.A.M. BRADBURY (satellite picture of unusually extensive wave cloud, Weather Août 1971) signale également la présence d'un courant jet, à proximité d'un système nuageux à structure ondulatoire s'étendant sur près de 900 km, au-dessus de l'Irlande et de l'Ecosse.

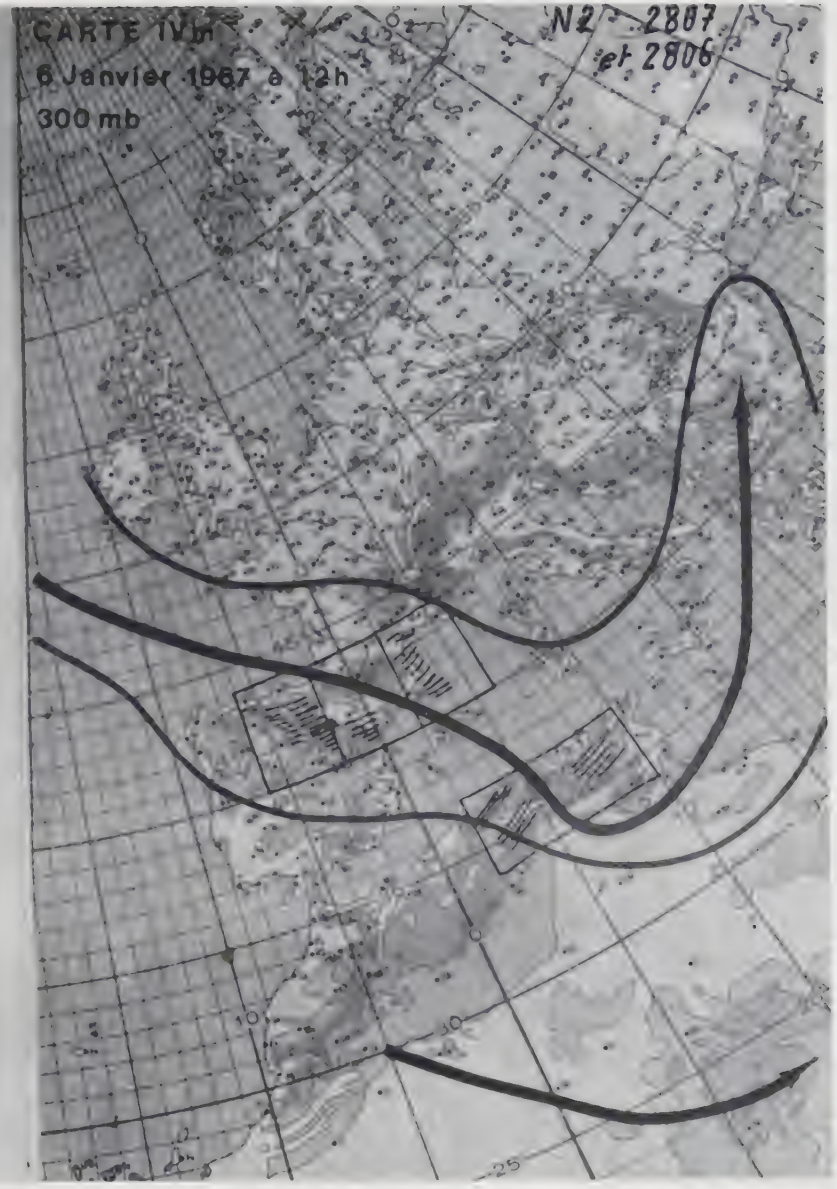
courant jet constitue réellement un élément favorable à l'apparition du phénomène étudié* et s'il existe une liaison entre l'importance horizontale des ensembles nuageux à structure ondulatoire et la distance qui les sépare de l'axe du jet.

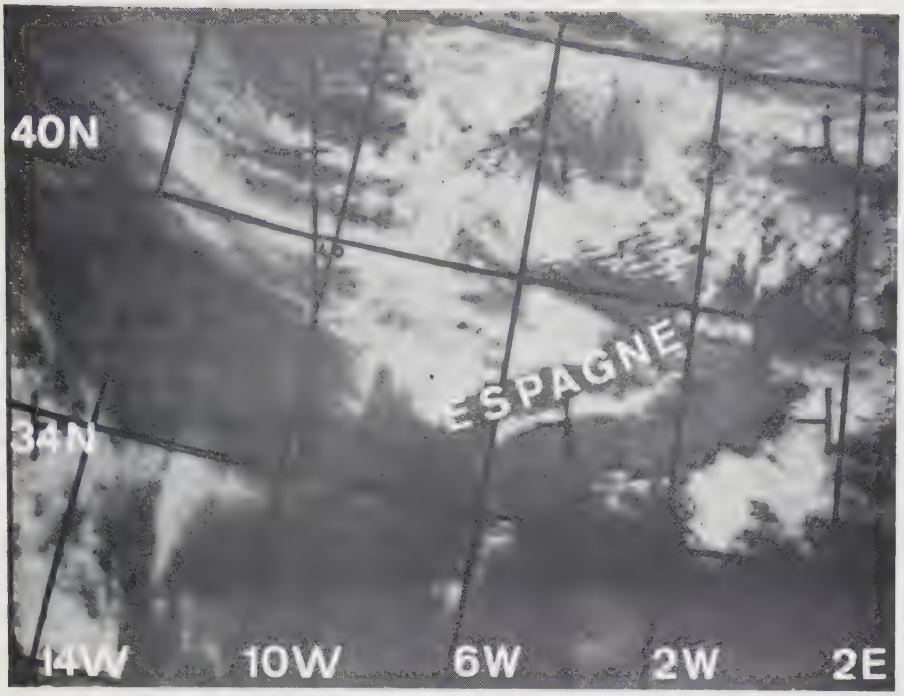
Sur les cartes à 300 mb figurent, ainsi que nous l'avons déjà indiqué, la position de l'axe du jet ainsi que celle de ses limites latérales. Celles-ci sont déterminées, de façon conventionnelle, par la ou les lignes isotaches 60 kt. La largeur du courant jet étant extrêmement variable, on ne peut se contenter, pour étudier les positions relatives de celui-ci et des nuages en bandes, de mesurer la distance qui sépare l'axe du système nuageux de celui du courant jet.

---

*L'existence simultanée d'un courant jet et de mouvements ondulatoires importants a été mentionnée par plusieurs auteurs (GERBIER et BERENGER 1954 , HOLMBOE et KLIEFORTH 1957 , HARRISSON 1956 , ALAKA 1958 W. GEORGII 1967 et 1968 etc..). Certains des résultats obtenus tendraient à prouver (cf. ALAKA) que le courant jet n'a véritablement d'influence que sur les ondes engendrées par des montagnes de grande largeur (largeur de l'ordre de 50 à 200 km). A l'appui de cette thèse viennent les observations réalisées par HARRISSON (1956) sur les ondes observées dans la région de DENVER (Colorado), sous le vent des Montagnes Rocheuses : dans neuf cas de mouvements ondulatoires importants, l'axe d'un courant jet se situait soit immédiatement à l'aplomb de DENVER soit à une faible distance de cette station. Pour des chaînes relativement étroites (1 à 20 km de largeur) et isolées, des ondes peuvent se produire en l'absence de courant jet. Mais une succession de chaînes étroites peut constituer un relief qui, dans son ensemble, est équivalent à une chaîne de grande largeur. Dans ce cas, la présence d'un courant jet pourrait entraîner la formation, au-dessus des mouvements ondulatoires de courtes longueurs d'ondes engendrées par chacun des chainons, d'une onde de forte amplitude et de très grande longueur d'onde.


CARTE IV l
5 Décembre 1966 à 12h
300 mb
80
100
120
10
30
25


CARTE IVm
6 Janvier 1967 à 12h
300 mb
N2 2807
et 2806
0
10
30
25

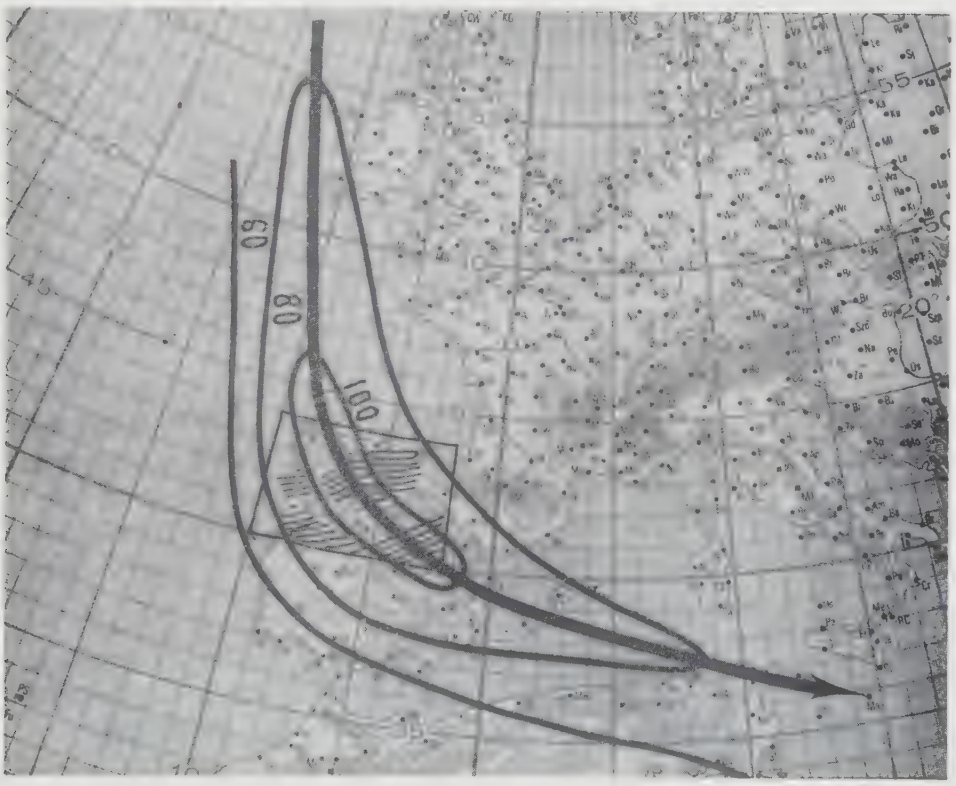


Photographie n°26

5 JANVIER 1967 à 11H 51 TU NIMBUS 2 - 2794

Nuages en bandes sur l'Espagne, en aval de la Cordillère Cantabrique et de la Sierra de Guadarrama.

CARTE IVn - Lignes isotaches à 300 mb à 12H TU et axe du courant-jet.



Dans certains cas en effet, cette distance peut être supérieure à 500 km, mais selon que le jet est plus ou moins large, le système de nuages en bandes pourra ou non se trouver dans la zone d'influence de ce dernier (zone où les vents à 9000 m sont supérieurs à 60 kt).

Sur 45 ensembles nuageux situés dans diverses régions et dont nous avons étudié la position par rapport aux limites latérales du jet, c'est-à-dire par rapport à l'isotache 60 kt :

- 34 se trouvent à l'intérieur de celle-ci, dans les régions où le vent en altitude est supérieur à 60 kt ;
- 9 se placent sur cette ligne ou à son voisinage immédiat ;
- 2 enfin sont situés en dehors de la zone d'influence du jet.

Ces deux cas correspondent à des systèmes nuageux situés sous le vent de l'Espinouse et présentant, l'un une très faible extension horizontale (2 bandes distances de 10 km), l'autre un développement de 70 km -déjà assez important pour la région considérée (voir figure 42)- et des alignements assez peu nets (cf. photographie n°12). Ils semblent indiquer, qu'au moins en ce qui concerne le Bas-Languedoc, la présence d'un courant jet n'est pas une condition nécessaire pour que s'établissent des nuages à structure ondulatoire d'extension relativement importante pour la région considérée.

III.1.3.1.1. Extension horizontale des ensembles nuageux à structure ondulatoire en fonction de leur distance à l'axe du courant jet :

Pour 28 des 44 cas situés dans la zone d'influence du courant jet, nous avons mesuré la distance

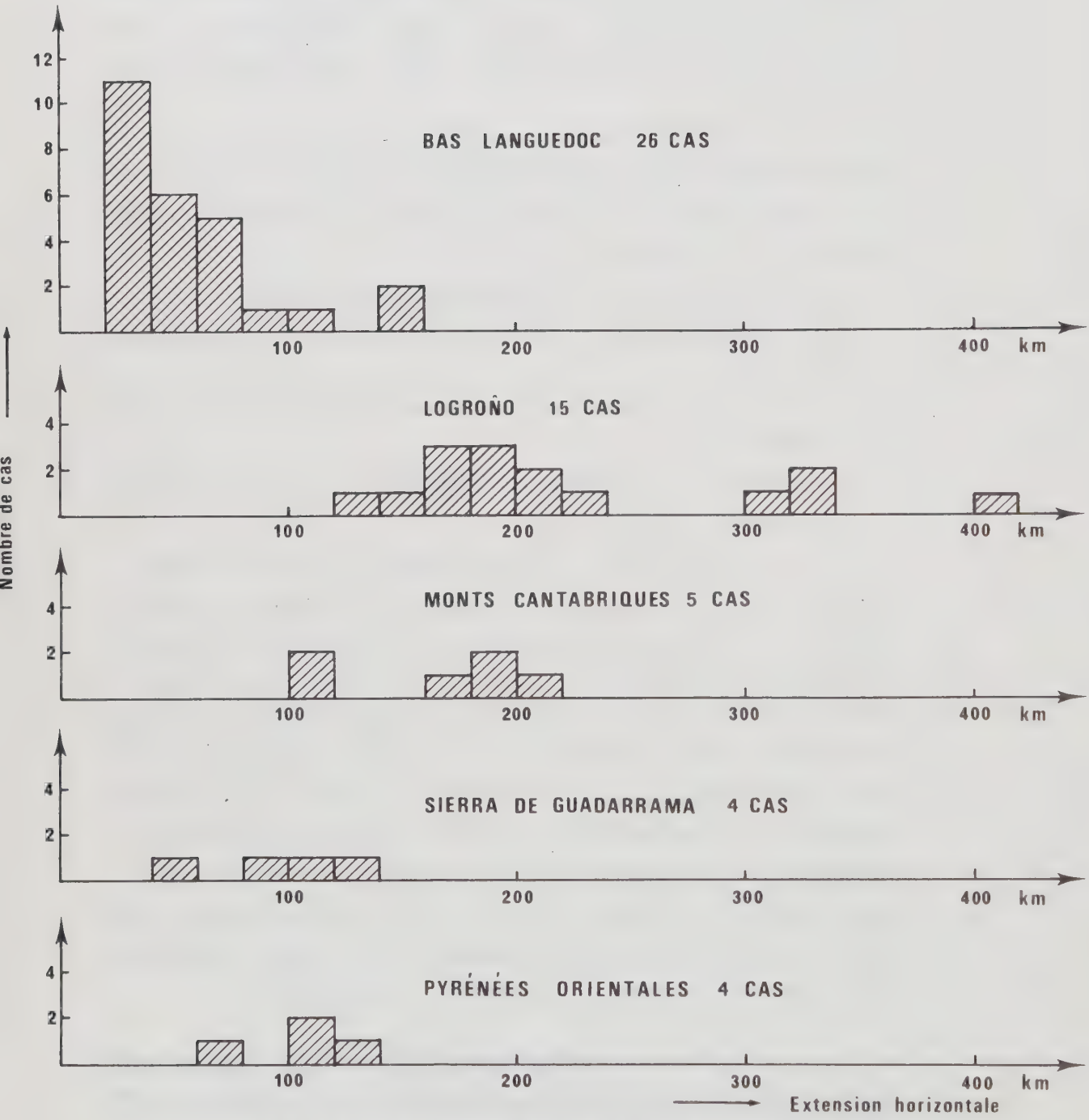


Fig.42 - EXTENSION HORIZONTALE DES NUAGES EN BANDES SELON LA REGION CONSIDEREE

D de l'axe du système de bande à celui du jet. Ces distances sont portées en abscisse de la figure 43 sur laquelle les ordonnées représentent l'extension horizontale de l'ensemble nuageux. Compte-tenu du décalage entre l'heure de la photographie et celle à laquelle a été établie la carte, il est difficile de connaître D de façon précise. Aussi avons-nous regroupé les distances estimées par classes de 50 km :

$0 \leqslant D < 50$ km

$50 \leqslant D < 100$ km etc

Les cas considérés portent sur diverses régions. La répartition obtenue montre qu'il n'y a aucune corrélation entre les variables considérées. Cette constation est particulièrement nette pour les mesures relatives à la région de l'Espinouse qui fournissent un nuage rigoureusement parallèle à l'axe des abscisses ; elle confirme les conclusions suggérées à la fin du précédent paragraphe. Les mesures effectuées sur la région de Logroño et sur les Iles Britanniques montrent que les plus grandes extensions horizontales observées, respectivement 330 et 590 km, l'ont été pour des distances à l'axe du jet comprises d'une part entre 200 et 250 km, d'autre part entre 600 et 650 km. Là encore, la proximité de l'axe d'un courant jet ne semble pas avoir d'influence décisive sur l'extension horizontale des systèmes nuageux observés.

..... / .....

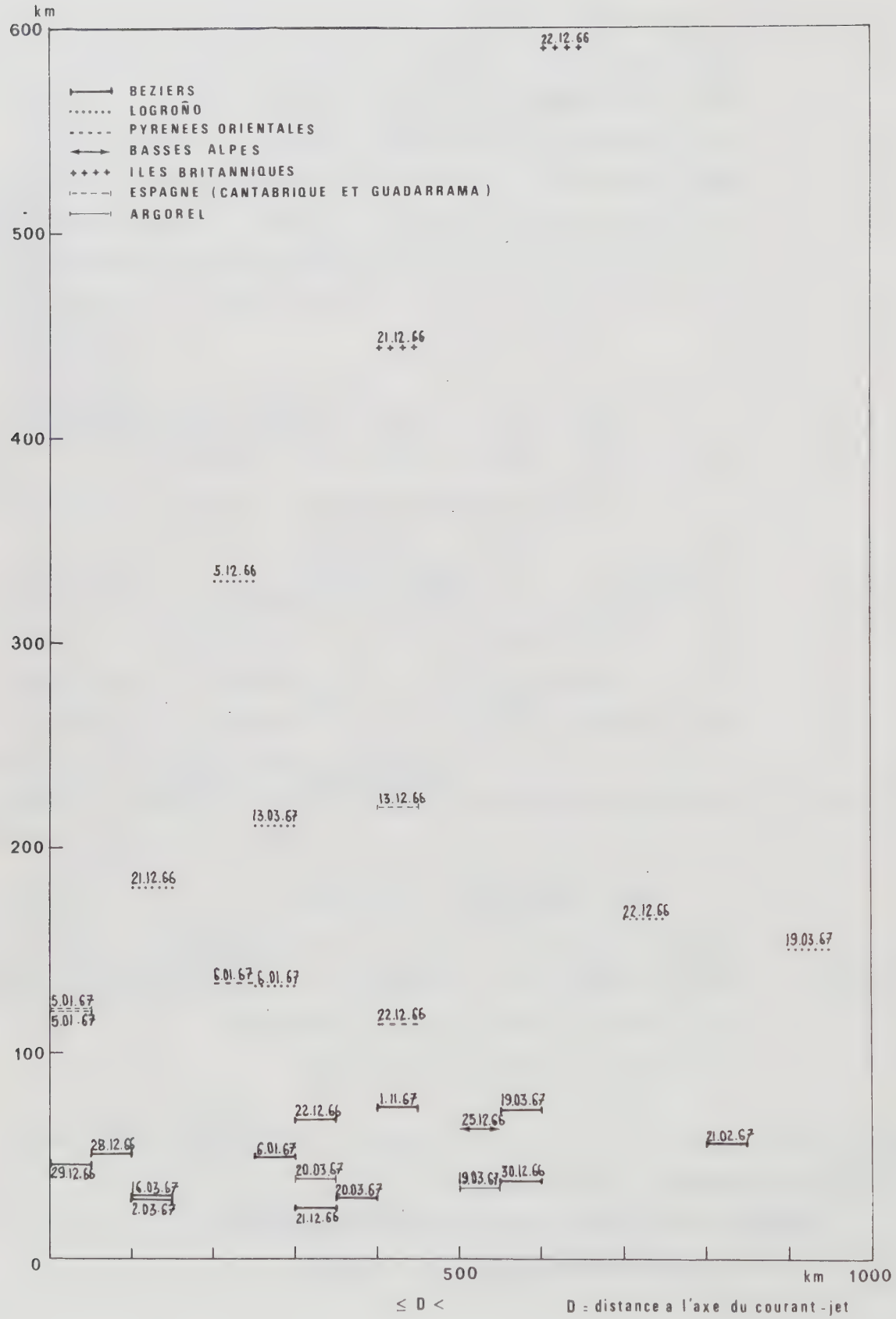


Fig. 43 - Courants-Jets et extension horizontale des ensembles nuageux a structure ondulatoire

III.1.3.1.2. Extension verticale des mouvements ondulatoires associés aux nuages en bandes en fonction de la distance de ces derniers à l'axe du courant jet :

Les hypothèses relatives à l'influence des courants jets sur le développement en altitude de mouvements ondulatoires de grande amplitude (cf. note n° 2 de la page), nous ont amenés à rechercher si une corrélation pouvait être établie entre les altitudes maximales atteintes par les planeurs et la position de l'axe du courant jet par rapport aux nuages en bandes associés aux mouvements ondulatoires qu'ils avaient utilisés.

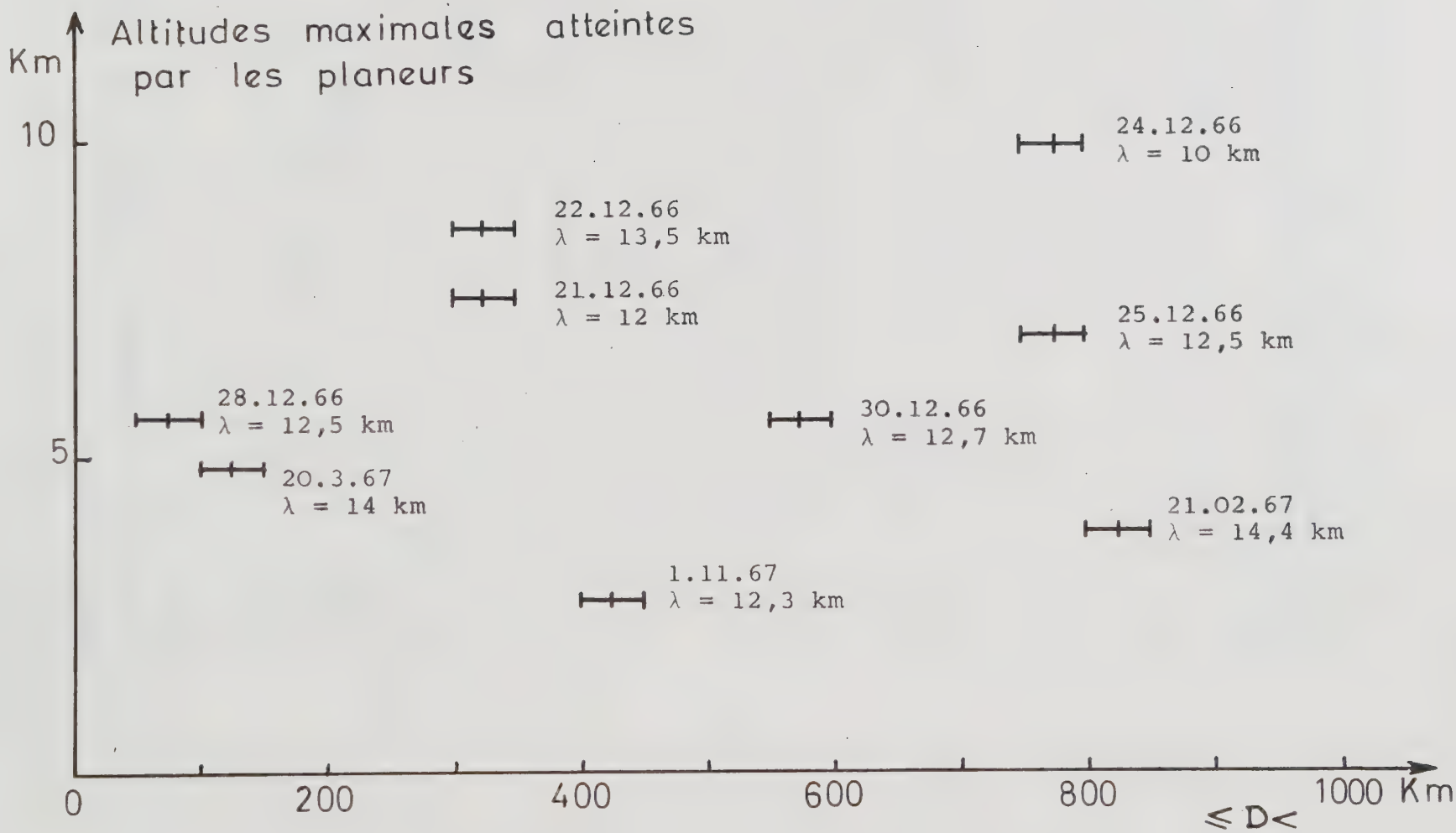
Pour neuf cas de nuages à structure ondulatoires situés sous le vent de l'Espinouse, nous avons pu simultanément disposer des données météorologiques en altitude et des résultats de vols de planeurs.

Sur la figure 44 ont respectivement été portées en abscisses et en ordonnées la distance D de l'axe du système de nuages à celui du courant jet et les altitudes maximales atteintes par les planeurs. Ces dernières ne peuvent en aucun cas être considérées comme la limite supérieure des mouvements ondulatoires* cependant, dans les cas du 21.12.66, 22.12.66 et du 24.12.66 elles constituent la preuve qu'existaient respectivement à 7500, 8500 et 8900 m des vitesses verticales suffisantes pour compenser la vitesse de chute du planeur qui, aux altitudes indiquées, peut atteindre 2 m,5 à 3 m/s.

---

*cf.§ II.2.5. extension verticale des mouvements ondulatoires.

FIG.44.- COURANTS JETS ET ALTITUDES MAXIMALES ATTEINTES PAR LES PLANEURS UTILISANT DES MOUVEMENTS ONDULATOIRES DANS LA REGION DE BEZIERS



D = distance à l'axe du JS

Les points de graphique se répartissent de façon sensiblement horizontale et l'on peut en outre remarquer que la plus grande altitude atteinte (vol du 24.12.66) correspond à une très grande valeur de D (environ 800 km). En dépit du petit nombre de cas envisagés et du critère d'extension verticale retenu, il apparaît donc que la présence d'un courant jet n'est pas nécessaire pour que les mouvements ondulatoires produits par la bordure méridionale du Massif Central atteignent la troposphère supérieure. Si l'on admet que ce relief peut être assimilé à une chaîne étroite, les résultats obtenus viennent à l'appui de l'hypothèse selon laquelle les mouvements ondulatoires produits par une chaîne de petite largeur ne sont pas influencés par les courants jets. Il aurait été intéressant de pouvoir disposer de données analogues à proximité d'un relief plus large tel, par exemple que celui situé au Nord de Logroño et formant le col entre les Pyrénées et les Monts Cantabriques.

III.1.3.1.3. Conclusions :

Des données qu'il nous a été possible d'exploiter, il ressort que :

- la présence d'un courant jet n'est pas nécessaire pour que s'établissent, en aval de la Montagne Noire et de l'Espinouse (chaînes de largeur inférieure à 20 km), des mouvements ondulatoires d'extension horizontale importante ;
- l'extension horizontale des systèmes nuageux en bandes observés dans diverses régions ne semble pas être influencée par la présence, à la verticale du relief considéré ou à proximité de celle-ci, de l'axe du courant jet ;
- enfin, pour la région du Bas Languedoc, la plus ou moins grande extension verticale des mouvements on-

dulatoires matérialisés par des nuages en bandes, ne paraît pas pouvoir être reliée à la présence ou à l'absence d'un courant jet.

III.1.3.2. Influence des fronts :

De nombreuses publications sur les ondes de relief signalent l'influence des fronts sur les mouvements ondulatoires dûs au relief. Cette influence est généralement attribuée à la couche d'inversion de température ou, du moins, de forte stabilité associée à la limite frontale et que l'on rencontre, dans les basses couches troposphériques, soit à l'avant d'un front chaud, soit à l'arrière d'un front froid.

En effet, s'il est connu depuis longtemps maintenant que la présence d'une surface d'inversion de température ou d'une couche stable n'est pas déterminante pour l'établissement de mouvements ondulatoires*, il n'en est pas moins admis qu'elle puisse avoir une influence sur l'amplitude et l'extension des ondes. De plus, en raison de la concentration

---

* Citons P. QUENEY (1963) :
" KUETTNER, en 1933, avait émis l'hypothèse que les ondes de relief atmosphériques étaient de même nature que les ondes de ressaut stationnaires observées dans un cours d'eau franchissant un obstacle, la surface de l'eau étant ici remplacée par une surface de discontinuité de densité coïncidant avec une surface d'inversion de température. Comme une telle discontinuité ne dépasse généralement jamais l'ordre de 1% en valeur relative, elle ne peut fournir qu'une faible contribution à la stabilité statique de la partie de l'atmosphère intéressée par les ondes de relief. Il était donc plus rationnel de chercher à expliquer celles-ci en les assimilant à des ondes de gravité stationnaires déterminées par la stabilité statique répartie dans toute l'épaisseur de la troposphère. C'est ce qui fut fait dans les 1ères théories proprement dites : celle de Lyra(1943) et de Queney (1947 et 1948)".

d'humidité qui se produit couramment immédiatement au-dessous d'elles, les couches d'inversion de température favorisent généralement la formation de systèmes de nuages d'ondes bien organisés[≠].

Parmi les travaux expérimentaux qui ont établi une liaison entre les fronts et la structure et l'intensité des ondes, nous citerons principalement le Rapport Final du SIERRA WAVE PROJECT[≠≠] et celui des Campagnes d'Etudes menées par N. GERBIER et M. BERENGER dans les Basses Alpes Françaises[≠≠≠]. Le 1er indique que, parmi les cas d'onde étudiés, les plus puissants d'entre eux se sont produits au sein de masses d'air présentant une forte inversion de température, à des altitudes comprises entre 3500 et 6000 m[≠≠≠≠] (et une forte augmentation de la vitesse du vent -environ 50 m/s- entre 9000 et 12000 m).

Les mesures effectuées dans les Basses Alpes Françaises ont montré : d'une part, que les mouvements ondulatoires présentaient généralement leur amplitude maximale dans les couches les plus stables ou au voisinage immédiat de celles-ci ; d'autre part, que les ondes d'extension verticale très supérieure à la moyenne s'étaient assez souvent produites à l'avant d'un

---

≠ WMO TN n°34 (1960) p.26

≠≠ HOLMBOE, J. (1957)

≠≠≠ GERBIER et BERENGER (1960)

≠≠≠≠ WMO TN n°34 (1960) p.34

front chaud*.

CORBY et WALLINGTON (1956) ont fait, pour un modèle à deux couches (modèle de Scorer), l'étude de l'amplitude des ondes en fonction de la stabilité relative des deux couches et de l'épaisseur de la couche inférieure. Les résultats obtenus montrent qu'une couche peu épaisse présentant une forte stabilité statique donne lieu à des ondes de plus grande amplitude qu'une atmosphère dans laquelle la stabilité est moins importante mais répartie sur une plus grande épaisseur.

Selon cette théorie, la présence d'une inversion de température dans les basses couches devrait donc être un facteur favorable au développement d'ondes de grande amplitude.

Dans ce cas on devra s'attendre à ce que l'amplitude présente un maximum aigu au niveau de l'inversion et décroisse rapidement de part et d'autre de ce niveau, alors que si la couche stable présente une grande épaisseur, l'amplitude maximale sera plus faible mais sa décroissance moins brutale. De ce qu'il vient d'être dit, on peut déduire que l'influence d'un front froid pourra être sensible sitôt après le passage de celui-ci** et tant que l'air froid et instable postérieur n'aura pas atteint une trop grande

---

*BERENGER (1959) : « §. Influence de la masse d'air » Dans cette publication M. BERENGER souligne que les altitudes les plus élevées atteintes en planeur, en France, par mouvements ondulatoires liés au relief, ont toutes été réalisées soit à l'avant d'un front chaud, soit dans le secteur chaud d'une perturbation c'est-à-dire en atmosphère stable.

**ALAKA (1958) p.35

épaisseur. Celle d'un front chaud se fera au contraire sentir assez loin à l'avant de ce dernier. Une étude théorique de WALLINGTON (1953) montre ainsi que l'amplitude des ondes devrait être maximale aux environs de 900 km à l'avant du front, le train d'ondes correspondant comportant deux niveaux d'amplitude maximales séparés par une surface nodale. Avec l'avancée du front, le train d'onde initial s'amortit et un nouveau train d'ondes entre en jeu. Ces ondes présentent une longueur d'onde variable qui croît au fur et à mesure que le front progresse, pour atteindre un maximum entre 200 et 400 km à l'avant de celui-ci. Ces résultats ne sont pas aisément comparables à la réalité, mais ils indiquent clairement combien la structure des mouvements ondulatoires peut être liée à l'évolution de la situation synoptique. Nous avons donc cherché à déterminer si les différences d'aspect entre les divers systèmes nuageux à structure ondulatoire observés pouvaient être expliqués par des différences de situations frontologiques.

III.1.3.2.1. Nuages à structure ondulatoire et type de situation frontologique :

Dans un premier temps, nous avons examiné, à l'aide des cartes synoptiques en surface*, la situation frontologique de 42 cas de nuages en bandes visibles en diverses régions** . Leur répartition entre les divers types de situations est la suivante :

---

* Norvégiennes 0, 6, 12 et 18 TU

** Bas-Languedoc, Espagne (région de Logroño, Monts Cantabriques, Sierra de Guadarrama), Iles Britaniques

Tableau 12

type de situation frontologique	Nombre de cas	Pourcentage
1.Avant de front chaud	12	28,6
2.Secteur chaud	5	11,9
3.Arrière de front froid	8	19,05
4.Marge	8	19,05
5.Intervalle entre deux perturbations	9	21,4

Ce tableau indique que des nuages en bandes ont pu être observés, à plusieurs reprises, dans chacun des cinq types de situations frontologiques envisagés. Celle-ci n'est donc pas déterminante pour l'apparition du phénomène et, en particulier, la présence d'un front n'est nullement nécessaire. Ces résultats sont en bon accord avec les conclusions des travaux antérieurs que nous avons indiquées au début de ce paragraphe.

Il faut également remarquer que ce sont les conditions d'avant de front chaud qui rassemblent le plus grand nombre de cas (12) ; mais ce nombre, qui représente moins de 30% des cas de nuages en bandes étudiés, ne permet pas d'affirmer que ce type de situation soit réellement plus favorable qu'un autre à l'établissement du phénomène.

III.1.3.2.2. Situation frontologique et extension des nuages en bandes :

- extension horizontale : pour 39 des 42 cas précédents, nous avons pu obtenir une bonne estimation de l'extension horizontale des systèmes nuageux à structure ondulatoire. Celle-ci a été portée sur la

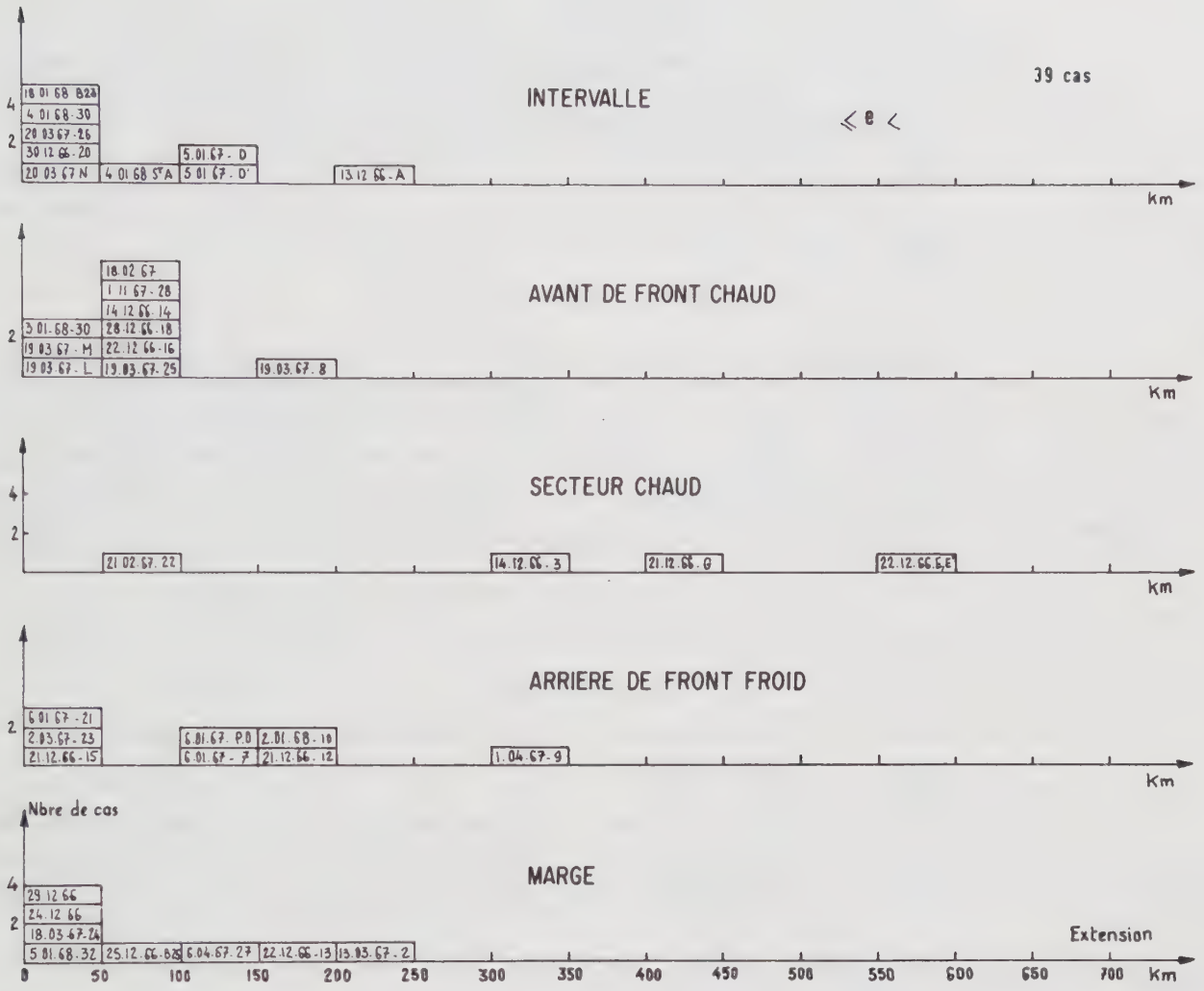


Fig.45 - Situation frontologique et extension horizontale des systèmes nuageux à structure ondulatoire

figure 45 pour chacun des types de situation frontologique envisagés. Parmi les systèmes étudiés, les plus étendus (extension > 400 km) correspondent aux conditions de secteur chaud, c'est-à-dire, en principe, à une atmosphère "homogène"*.

Dans les autres types de situation frontologique, les extensions, généralement comprises entre 10 et 100 km, n'excèdent jamais 350 km.

- extension verticale : celle-ci, estimée pour 17 cas d'après les altitudes maximales atteintes par les planeurs ayant utilisé les mouvements ondulatoires que matérialisaient les nuages en bandes**, a été portée sur la figure 46, pour les cinq types de situations frontologiques précédemment indiqués. Les plus grandes altitudes atteintes -8900 m et 8500 m- correspondent respectivement à des conditions de marge et d'avant de front chaud. Les premières semblent donc permettre tout aussi bien que les secondes*** l'établissement de mouvements ondulatoires dont la limite supérieure se situe au-delà de 9 km. La répartition des altitudes maximales, assez analogue pour tous les types de situation considérés, ne fait apparaître aucun d'eux comme plus ou moins favorable au développement d'ondes de grande extension verticale.

---

*atmosphère homogène : atmosphère constituée par une masse d'air unique, caractérisée par une température pseudo adiabatique potentielle du thermomètre mouillé θ'_w croissant régulièrement avec l'altitude, sans crochet marqué de θ'_w. (définition Météorologie Nle)

**cf. §.II.2.5.

***il convient de signaler que le 19.03.67 l'altitude de 11000 m a été atteinte à Gap à l'avant d'un front chaud. Nous n'avons fait mention de cette altitude, a aucun endroit de notre étude, car la photographie de satellite du 19 mars 1967 ne montre pas de nuages en bandes sur les Alpes du Sud, alors que l'on peut en observer sur la vallée du Rhône, à la latitude de Valence où les planeurs n'ont pas dépassé l'altitude de 4000 m.

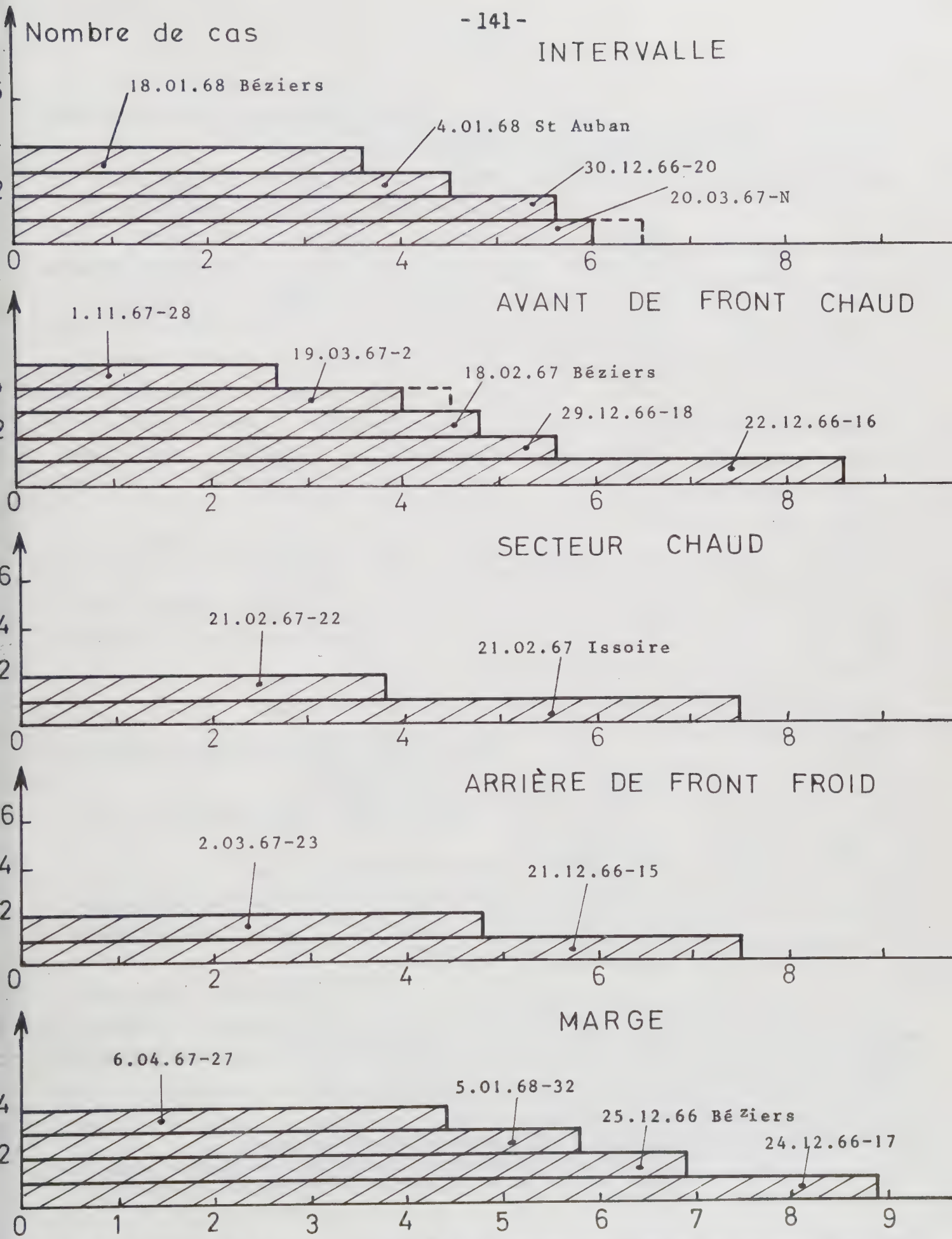


FIG.46 SITUATION FRONTOLOGIQUE ET ALTITUDES MAXIMALES ATTEINTES PAR LES PLANEURS (17 cas)

III.1.3.2.3. Limites de masses d'air et nuages à structure ondulatoire :

Sur les cartes synoptiques ne figurent que les fronts, c'est-à-dire les limites de masses d'air dites "aéronautiquement actives" et auxquelles sont associées des masses nuageuses susceptibles de constituer une gêne ou un danger pour la navigation aérienne. La classification que nous avons précédemment établie ne tient donc pas compte de toutes les limites de masses d'air réellement existantes. Celles-ci sont tracées sur les cartes "Masses d'air" et se traduisent généralement sur le sondage -tout comme les limites frontales- par des inversions de température ou des isothermies.

Il nous a donc paru nécessaire de reprendre l'étude précédente, en la complétant par l'utilisation des radiosondages et des cartes masses d'air. Ceci fait l'objet de la première partie du paragraphe suivant.

III.1.4. Analyse des sondages correspondants à divers cas de nuages en bandes :

III.1.4.1. Homogénéité et hétérogénéité de l'atmosphère :

Notre étude porte principalement sur les cas de nuages en bandes de la région du Bas Languedoc et de Logroño (Espagne) et, à titre de complément sur quelques autres cas.

Dans la partie gauche du tableau 13 a-b sont indiqués, pour chacun des cas étudiés, le sondage utilisé*, la répartition en fonction de l'altitude

---

*voir au §III.1.4.4. selon quels critères ont été choisis les radiosondages utilisés.
A deux reprises nous avons dû prendre le même sondage pour 2 cas distincts de nuages en bandes.

de la température pseudo adiabatique potentielle du thermomètre mouillé, les limites de masses d'air (L.M.A.)≠, les isothermies et les inversions de température.

Dans la partie droite du même tableau sont données, à titre indicatif, la situation frontologique correspondante, la longueur d'onde et l'extension horizontale des nuages en bandes et, pour les cas où elles sont connues, les altitudes maximales atteintes par les planeurs.

Sur tous les sondages correspondants aux conditions d'avant de front chaud ou d'arrière de front froid telles que nous les avons précédemment définies, on peut remarquer que l'atmosphère est constituée par la superposition de deux (parfois trois) masses d'air nettement différenciées (valeurs très différentes de θ'_w) séparées par une couche de transition plus ou moins épaisse selon les cas (quelques centaines à un ou deux milliers de mètres) et généralement accompagnée d'isothermies ou d'inversions de température. L'altitude des L.M.A. est comprise entre 2000 et 6000 m. En ce qui concerne les conditions de secteur chaud auxquelles devrait, en principe, correspondre une atmosphère homogène, il convient de noter que l'un des deux sondages étudiés -celui du 21.02.67 (Nîmes 12h)- fait apparaître entre 3000 et 3500 m, une isothermie associée à la limite entre deux masses d'air, assez peu différenciées cependant.

≠ surface frontale ou limite de masses d'air : couche de transition ou de raccordement entre le θ'_w de la masse d'air inférieure $(\theta'_w)_i$ et celui de la masse d'air supérieure $(\theta'_w)_s$. L'épaisseur de cette couche peut varier de quelques dizaines à une centaine de mb. (définition Météo Nationale, VIALAR (1962). Nous avons considéré qu'il y avait L.M.A. quand: $(\theta'_w)_s - (\theta'_w)_i \geq 2°$

LEGENDE DES TABLEAUX 13 a et b

LMA : Limite de Masse d'air (LMA)

2^0 ⊢----⊣ $6\text{-}9^0$: Zone de transition entre deux masses d'air $\theta'_w = 2°$ et $6° \leq \theta'_w \leq 9°$

ff : Limite frontale de front froid

fc : Limite frontale de front chaud

⊢—⊣ : Couche isotherme (température réelle)

⊏⊐ : Couche d'inversion de température (réelle)

AR ff : Arrière de front froid

AV fc : Avant de front chaud

DATES	CAS	Sondage	ALTITUDES (km)	Situat. frontol	λ (km)	extensions (km)	altitudes teintes par les plane
Région de Logrono							
21-12-66	12	Bx-12h	3° ff 8-12°	AR ff	12	180	
22-12-66	13	Bx-00h	8° LMA 15°	marge	11	165	
6 -01-67	7	Bx-12h*	1° 3-7°	AR ff.	13	130	
13-03-67	2	Bx- 12h	4° LMA 8-10°	marge	12	210	
19-03-67	8	Bx- 12h	4° fc 10-15°	AV fc.	12	150	
1-04-67	9	Ma-12h	6° ff panne d'hygromètre	AR ff.	16	330	
2-01-68	10	Bx-12h	5° ff 9-13°	AR ff.	16,5	185	
3-01-68	5	Bx-00h	6° fc 10-12°	AV fc	14,5	190	
Cordillère Cantabrique							
13-12_66	A	L.C. 12h	11° LMA 13-15°	Interv.	13	220	
5-01-67	D'		9° – 10° – 11,5°	"	12,5	120	
Guadarrama							
5 -01-67	D	Madrid	10° – 12° – panne d'hygromètre	"	19	120	
France							
19-03-67	M	Ni-12h	4 fc 12-15°	AV fc.	17	34	
20-03-67	N	Ly-12H	5-6° LMA 9-12°	Interv.	19	38	≥ 6000 m
19-03-67	L	Ly-12h	4° 10° LMA 13-14°	AV fc	22	45	4000 m**
4-01-68	St-AU	Ni-12h	2-3° LMA 9-13°	Interv.	15	60	≥ 4000 m

*Bordeaux et Madrid sont également représentatifs, mais Madrid 12h présentait une panne d'hygromètre

**
11.000 m à Gap

TABLEAU 13-b Nuages en bandes et stratification verticale des masses d'air
(divergence régions)

DATES	CAS	Sondage	ALTITUDES (1 2 3 4 5 6 7 km)	Situat. frontol	λ [km]	extension (km)	altitudes atteintes par les planeur
14-12-66	14	Ni-12h	θ'_w=4-5° ; fc ; 8-12°	AV fc.	20 5	60	
21-12-66	15	"	2° ; ff ; 6-9°	AR ff.	12	25	7500 m
22-12-66	16	"	5° ; fc ; 8-12°	AV fc.	13 5	70	8600 m
24-12-66	17	pas de sondage		marge	10	20	8900 m
28-12-66	18	Ni-12h	6° ; fc ; 8-10°	AV fc.	12 5	50	5600 m
29-12-66	19	"	8 - 10 - 11 - 12°	marge	11	45	
30-12-66	20	"	9° ; LMA ; 13-16°	interv.	13	35	5600 m
6-01-67	21	"	1-2° ; ff ; 8-10° ; LMA	AR ff.	16	50	
21-02-67	22	"	13° ; LMA ; 15-16°	Sect.c	14 5	60	3800 m
2-03-67	23	"	6° ; ff ; 8-9° ; LMA ; 12-15°	AR ff.	14	30	4800 m
18-03-67	24	"	6-8° ; LMA(ff) ; 11°-14°	marge	15	30	
19-03-67	25	"	4° ; fc ; subsidence ; 12-15°	AV fc.	14 5	70	
20-03-67	26	"	6° ; LMA ; 11-15°	interv.	14 5	30	
6-04-67	27	Bx-00h	8° - 10° - 11° - 13°	marge	13	140	4400 m
1-11-67	28	Ni-12h	8° ; fc ; 15-17°	AV fc.	12 5	75	2700 m
3-01-68	30	"	4-6° ; fc ; 9-12°	AV fc.	19	40	
4-01-68	31	"	2-3° ; LMA ; 9-13°	interv.	15	45	
5-01-68	32	"	12° ; LMA ; 14-15°	marge	13	25	5800 m

TABLEAU 13-a Nuages en bandes et stratification verticale des masses d'air
Région du Bas Languedoc

Enfin, les conditions de marge et d'intervalle présentent également -à l'exception de cinq d'entre elles- une L.M.A. Donc, dans 6 cas seulement sur les 33 que nous avons examinés, les nuages en bandes se sont formés au sein d'une atmosphère ne présentant pas de L.M.A.

Si l'on considère maintenant les isothermies et les inversions de température, on s'aperçoit que sur 24 des sondages examinés apparaissent des couches isothermes ou d'inversion. Vingt et une d'entre elles sont liées à des L.M.A. Nous nous sommes proposés de déterminer si, à partir de ces données, il était possible de mettre en évidence une éventuelle influence des LMA (et des surfaces frontales) ainsi que des isothermies ou inversions qui leur sont souvent associées, sur l'extension des mouvements ondulatoires matérialisés par les nuages en bandes.

III.1.4.1.1. Influence des L.M.A. sur l'extension horizontale et verticale des mouvements ondulatoires matérialisés par les nuages en bandes :

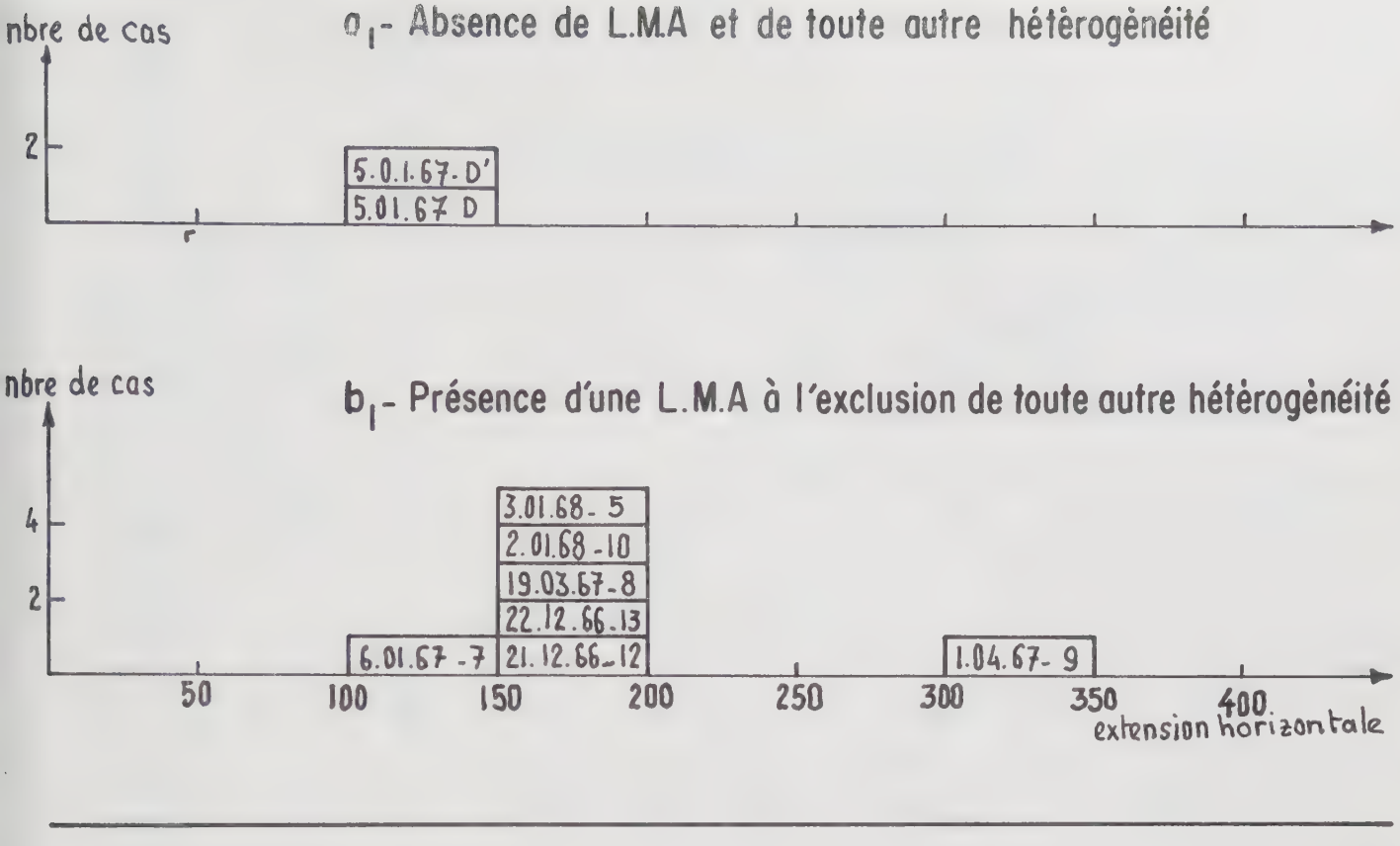
A.- Extension horizontale :

a) extension horizontale et absence ou présence d'une L.M.A.

Sur les graphiques de la Fig.47 est indiquée l'extension horizontale des nuages en bandes visibles sur l'Espagne d'une part, sur la France d'autre part, dans les cas suivants :

- absence de L.M.A. et de toute autre hétérogénéité (inversion, isothermie) : graphiques a_1 et a_2 ;
- présence d'une L.M.A. à l'exclusion de tout autre

ESPAGNE



FRANCE

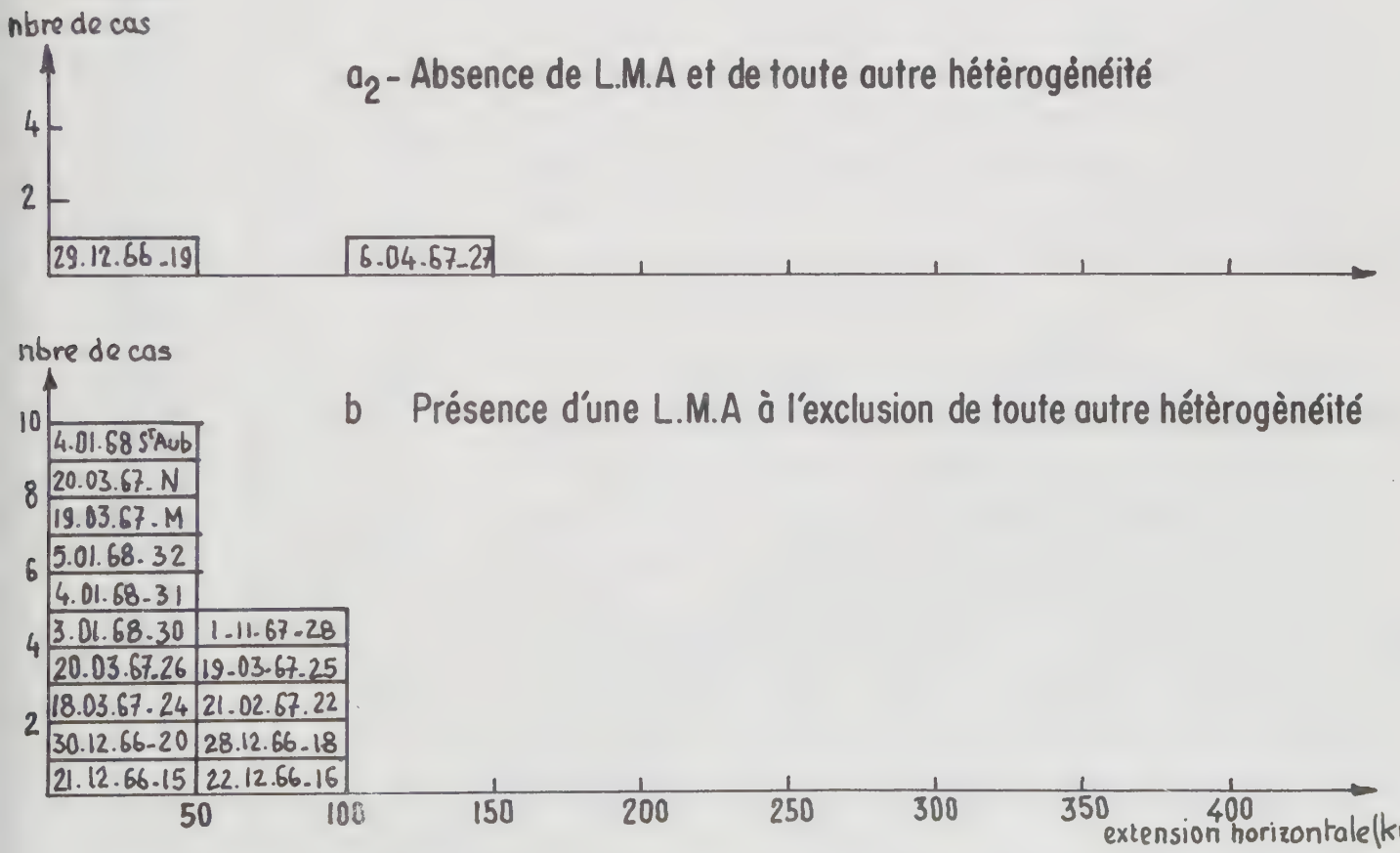


Fig. 47- INFLUENCE DES L.M.A SUR L'EXTENSION HORIZONTALE DES NUAGES EN BANDES

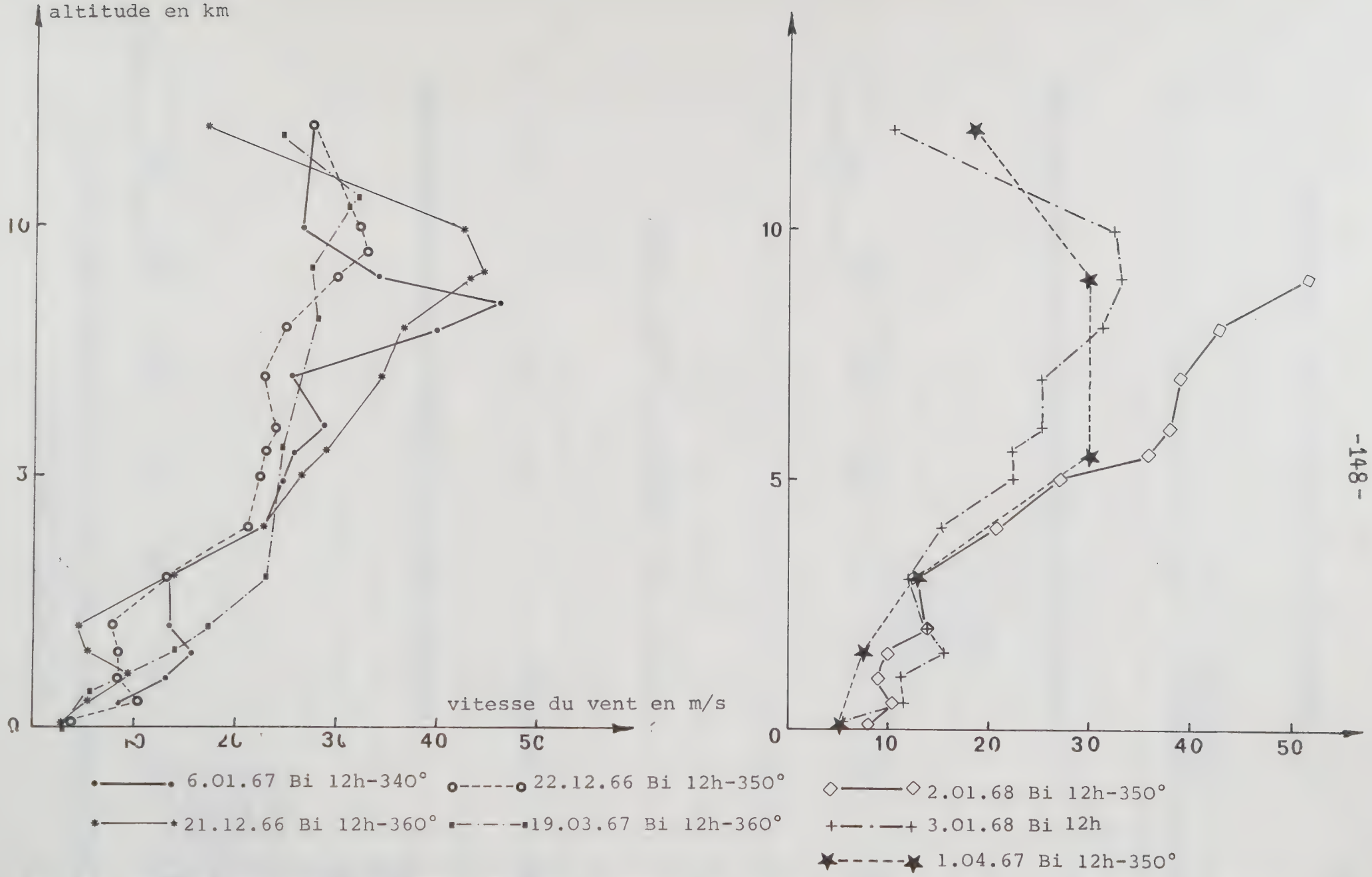


FIG.48 PROFILS DES VENTS RELATIFS AUX CAS DE NUAGES EN BANDES UTILISES POUR L'ETUDE DE L'INFLUENCE DES L.M.A. SUR L'EXTENSION VERTICALE ET HORIZONTALE DES MOUVEMENTS ONDULATOIRES.

hétérogénéité (autre L.M.A., inversion ou isothermie indépendante de la L.M.A. prise en considération) : graphiques b_1 et b_2.

Nous nous sommes par ailleurs assurés que l'ensemble des cas considérés présentait des profils verticaux de la vitesse du vent comparables Fig.48.

Sur l'Espagne, la répartition de l'extension des nuages en bandes entre les deux possibilités envisagées, suggère une augmentation de celle-ci en présence d'une L.M.A. Il n'en est absolument pas de même pour le Languedoc où les extensions sont sensiblement de même ordre dans les deux cas et où la plus grande -celle du 6.04.67 (130 km)- correspond à l'absence de L.M.A.

Peut-être, en raison du nombre relativement faible des cas de nuages étudiés sur l'Espagne, la tendance suggérée par les graphiques n'est-elle que fortuite ? Peut-être aussi est-elle réelle et la contradiction avec les résultats obtenus sur la France provient-elle d'une différence d'échelle des reliefs entrant en jeu ? A moins que les sondages du réseau ne se prêtent mal à l'étude entreprise...

b) <u>influence de la structure de la L.M.A. sur l'extension des nuages en bandes sur l'Espagne</u> :

Pour l'Espagne, région sur laquelle l'extension des nuages en bandes semble ne pas être totalement indépendante de la présence d'une L.M.A., nous avons cherché à voir si la plus ou moins grande étendue des nuages en bandes peut être ou non reliée à la structure (épaisseur, stabilité) de la L.M.A. En effet, conformément à ce qui a été dit au début du paragraphe III.132,

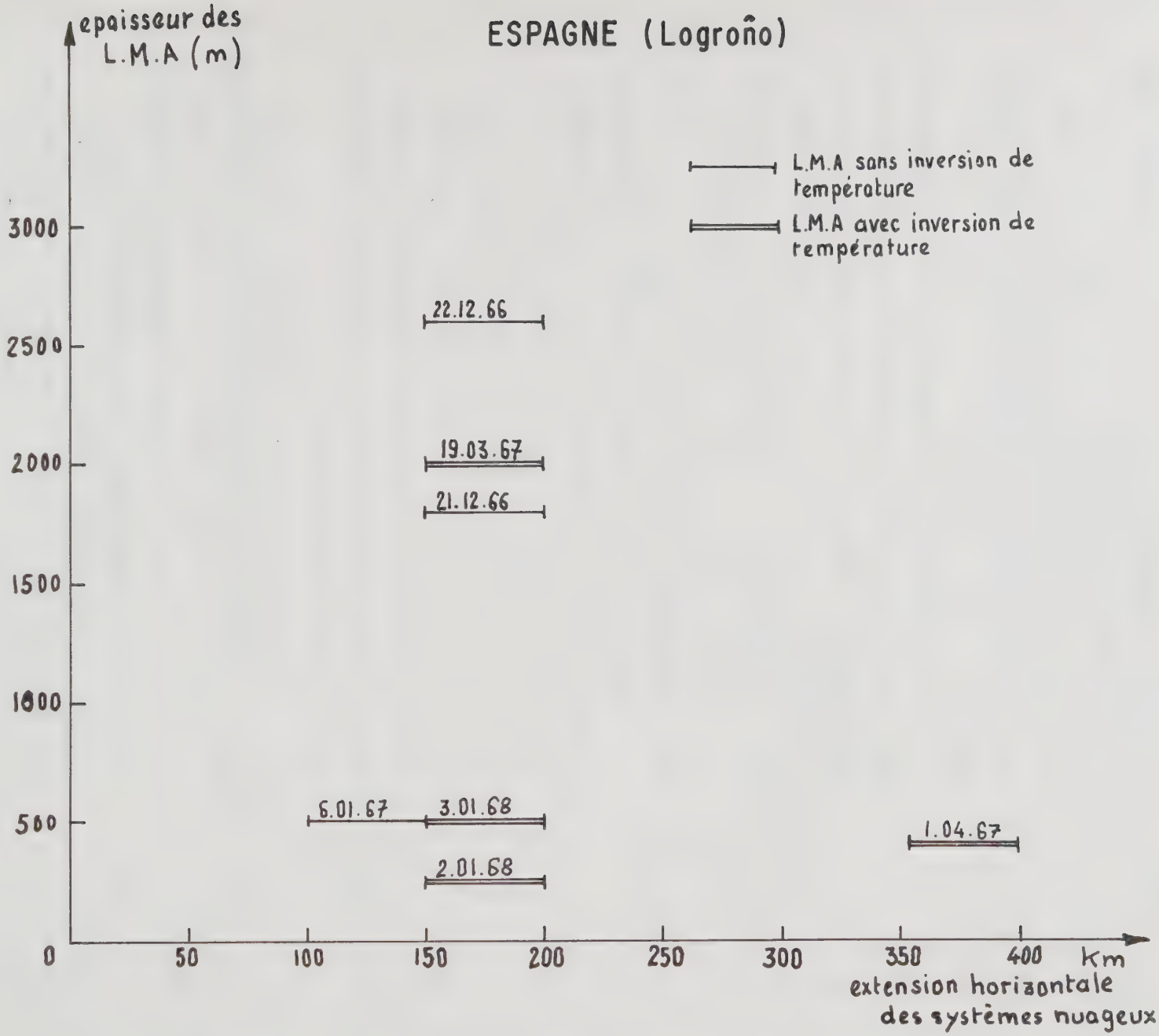


Fig. 49 - Influence de la structure des L.M.A sur l'extension horizontale des nuages en bandes

une L.M.A. de grande épaisseur entre deux masses d'air peu différenciées (L.M.A. équivalente à une couche moyennement stable et de grande épaisseur) devrait se comporter différemment d'une L.M.A. très accusée, assurant sur une mince couche atmosphérique, la transition entre deux masses d'air de θ'_w très différents (L.M.A. équivalente à une couche très stable mais concentrée sur une faible épaisseur).

- influence de l'épaisseur de la L.M.A. : d'après les documents utilisés, l'épaisseur de la L.M.A. ne semble avoir aucune influence sur l'étendue des systèmes nuageux à structure ondulatoire. En effet, des extensions de 150 à 200 km ont été observées pour des L.M.A. d'épaisseur variant entre 250 m et 2600 m (Fig.49) ;
- influence des inversions de température liées à la L.M.A. : bien que la plus grande extension observée (330 km) corresponde à la présence d'une inversion de température, celle-ci ne paraît pas davantage jouer un rôle décisif, puisque des systèmes de dimensions analogues se sont formés tantôt avec, tantôt sans elle (Fig.49).

B.- Extension verticale :

La seule indication sur l'extension verticale des mouvements ondulatoires étudiés, nous est fournie par les altitudes maximales atteintes par les planeurs qui les ont exploités. Il aurait été extrêmement intéressant de pouvoir connaître les vitesses verticales rencontrées par ces

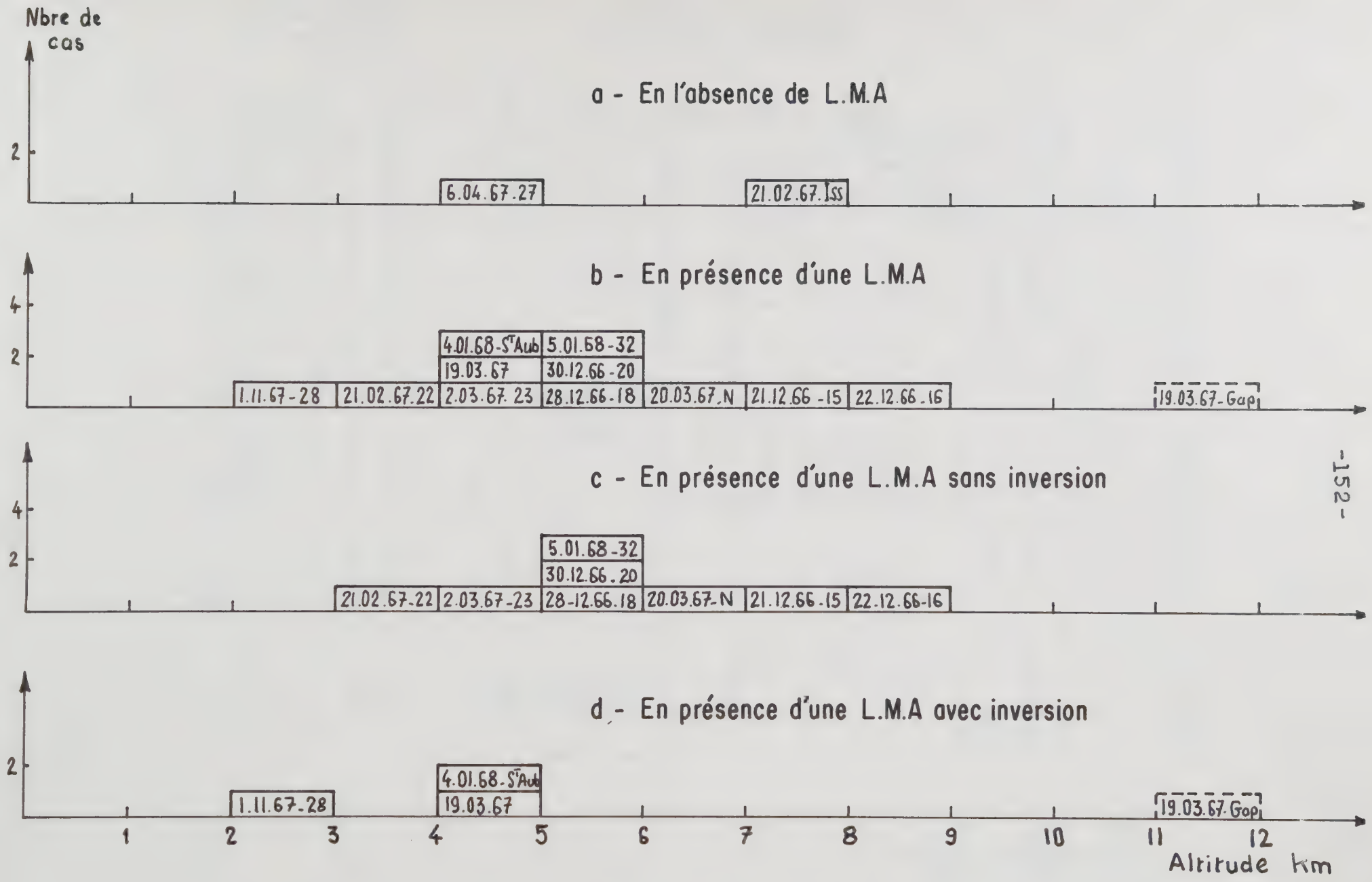


Fig. 50 - ALTITUDES MAXIMALES ATTEINTES PAR LES PLANEURS

planeurs, au cours de leur montée ainsi qu'au niveau où celle-ci s'est terminé. Ainsi aurait-il été possible d'estimer les niveaux d'amplitude maximale et minimale des mouvements ondulatoires et d'essayer de vérifier si le premier correspond effectivement à celui de la couche de stabilité maximale (L.M.A.) et si l'amortissement des ondes est d'autant plus rapide que cette couche est plus mince et plus stable. En l'absence de tels renseignements, il n'est guère possible de tirer de conclusions valables sur l'influence des L.M.A. et des inversions de température sur l'extension verticale des mouvements ondulatoires étudiés.≠

B.- Conclusions :

L'utilisation des radiosondages du réseau pour l'étude de l'influence des fronts ou des L.M.A. sur les mouvements ondulatoires matérialisés par des ensembles nuageux en bandes, montre que dans plus de 80% des cas, l'atmosphère au sein de laquelle ces ensembles se sont formés n'est pas "homogène" mais constituée par la superposition de deux ou trois masses d'air différentes. L'étendue des sondages relatifs aux cas de nuages observés sur l'Es-

---

≠ En effet, si l'on classe les nuages en bandes, en fonction des altitudes maximales atteintes et de l'absence ou de la présence de LMA (fig.50) on trouve que les plus grandes altitudes atteintes sont sensiblement du même ordre dans les 2 cas. Si, de la même façon, on établit un classement en fonction de l'absence ou de la présence d'une inversion de température associée à la LMA, il apparaît que les plus grandes altitudes atteintes correspondent au premier cas. Or, il suffit d'ajouter aux graphiques b et d l'altitude de 11000 atteinte à Gap, le 19.03.67 -altitude que nous n'avons jamais prise en compte car elle ne correspond pas à un cas de nuages en bandes (cf.note p.6)- pour que ces conclusions se trouvent complètement modifiées. En effet, à ce cas on peut faire correspondre le sondage de Lyon ou celui de Nîmes à 12h qui présentent tous deux une LMA avec inversion de température. On voit alors que la plus grande altitude atteinte correspont à la présence d'une L.M.A. avec inversion de température.

pagne suggère que la présence d'une L.M.A. pourrait être favorable au développement d'ondes de grande extension, mais les nuages visibles sur le Bas-Languedoc, la Vallée du Rhône et les Alpes du Sud ne vérifient pas cette hypothèse. L'échantillonnage relativement réduit sur lequel nous avons travaillé ne permet pas de dire si celle-ci doit être partiellement ou totalement rejetée.La structure même de la L.M.A. (épaisseur, stabilité) ne paraît avoir aucune influence sur l'extension horizontale des nuages visibles sur l'Espagne. Pour déterminer son action sur l'amplitude et le développement vertical des mouvements ondulatoires, il conviendrait de disposer d'indications complémentaires (sur les vitesses verticales atmosphériques, par exemple) qui ne peuvent être obtenues qu'au moyen de mesures systématiques in situ.

III.1.4.1.2. Origine des masses d'air favorables au développement d'ensemble nuageux à structure ondulatoire; analyse de leur stabilité

Ainsi que nous l'avons vu au §.III.1.4.1.c, dans 80% des cas examinés, l'atmosphère au sein de laquelle se sont formés des nuages en bandes n'est pas homogène, mais constituée par la superposition de deux ou trois masses d'air différentes.

Nous avons recherché, pour une douzaine de cas, l'origine de la masse d'air inférieure, afin de voir si l'on peut définir, d'après son origine, un type de masse d'air favorable à l'établissement du phénomène.

Les résultats obtenus sont les suivants :

Tableau 14

air polaire maritime (P.m)	air arctique A	air tropical maritime (T.m)
14.12.66 22.12.66* 28.12.66* 18.03.67* 19.03.67 20.03.67	21.12.66* 6.01.67*	29.12.66 30.12.66* 2.03.67* 21.02.67*
6 cas dont 3 cas de nuages très caractéristiques indiqués par un astérisque	2 cas dont 2 très caractéristiques	4 cas dont 3 très caractéristiques

Chacun des trois types de masses d'air rencontrés fournissant au moins deux cas de nuages extrêmement caractéristiques, aucun d'euxn'apparaît comme plus ou moins favorable à la formation d'ensemble nuageux à bandes nettes et bien formées.

Si l'on examine maintenant les figures 51-a et b qui rassemblent les "diagrammes réduits" relatifs à ces douze cas, ainsi que la répartition verticale correspondante de la température potentielle, on voit que la principale caractéristique des masses d'air considérées est de présenter, au-dessus d'une couche de stabilité statique nulle ou très faible (couche de convection) s'étendant au voisinage du sol jusqu'à 1000 ou 4000 m, une couche très stable dont l'épaisseur varie entre 500 et 4000 m.

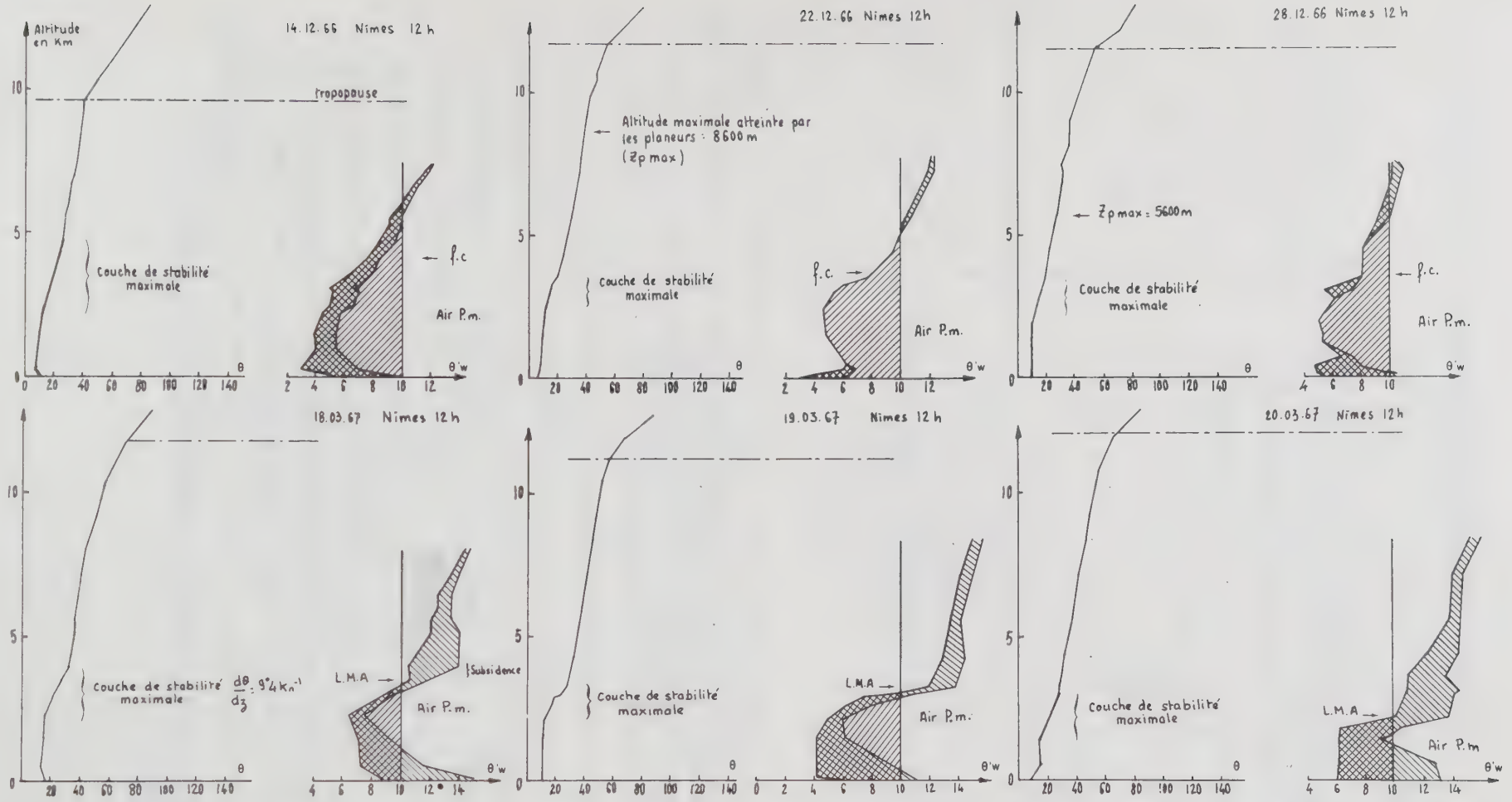


Fig. 51a - Répartition verticale de la température potentielle θ et diagrammes réduits pour quelques cas de nuages en bandes de la région du Bas - Languedoc

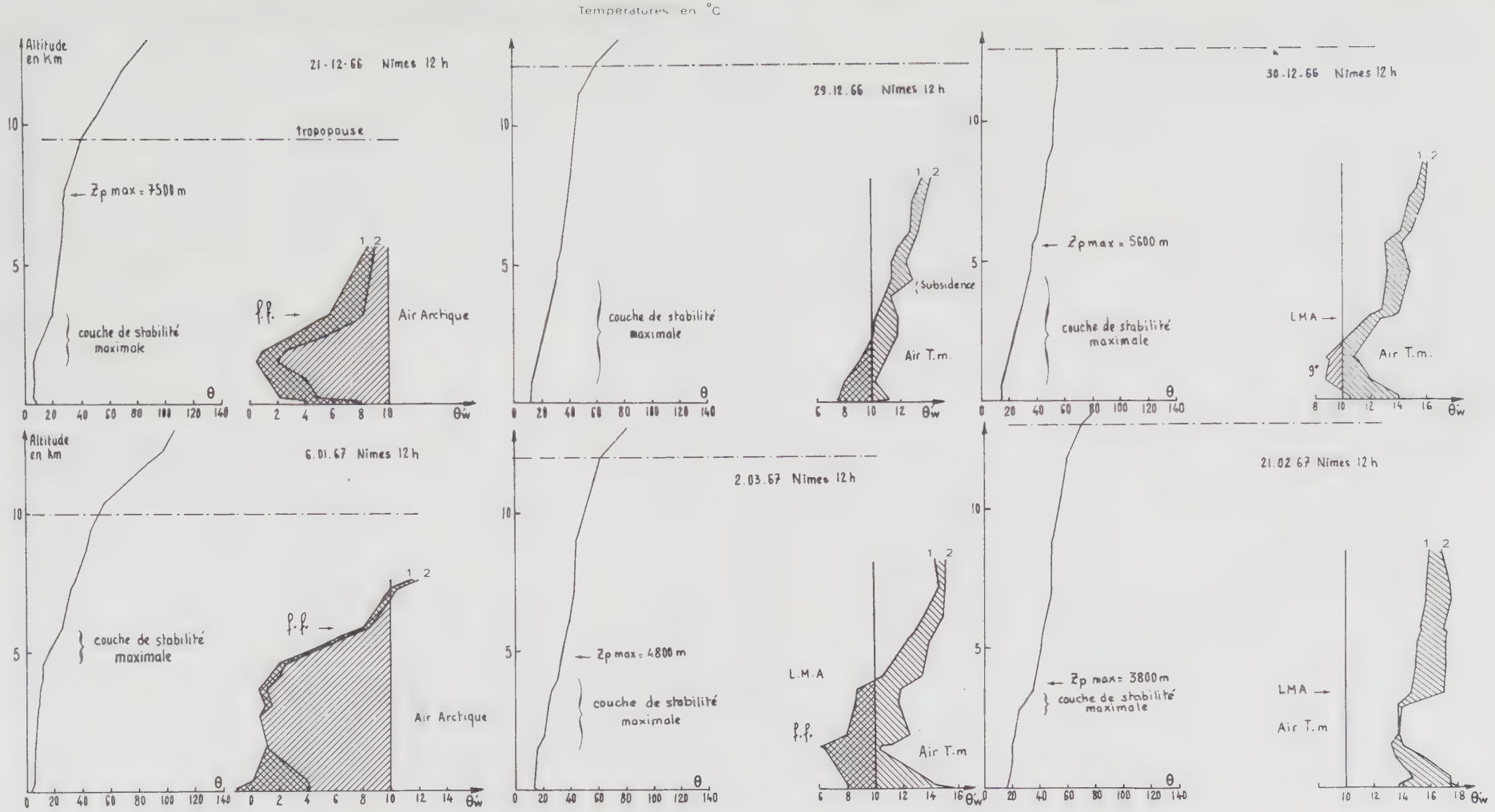


Fig. 51 b - Répartition verticale de la température potentielle et diagrammes réduits pour quelques cas de nuages en bandes de la région du Bas-Languedoc

courbe 1 à gauche de θw = 10°

courbe 1 à droite de θw = 10°

aire comprise entre les courbes 1 et 2 { aire à gauche de θw = 10° ; .. droite de θw = 10°

Cette couche de forte stabilité statique correspond dans tous les cas -excepté celui du 29.12.66- à une limite de masses d'air. Nous avons examiné les sondages relatifs à 20 autres cas : sur tous, apparaît une telle couche stable.

Ce résultat -qui nous paraît important- est à rapprocher de la figure 52 due à LARSSON (1954). Celle-ci montre la répartition moyenne de la température (courbe 1a) calculée à partir de 19 sondages effectués à FROSON (Suède), alors que des nuages d'onde étaient visibles depuis le sol. La courbe 1b a été établie à partir de 43 journées sans nuages d'onde. Sur la première de ces courbes apparaît manifestement une couche de très forte stabilité entre 1000 et 3000 m. Au-dessus de 4000 m, au contraire, la stabilité est moins grande que sur la courbe 1b.

Influence de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale sur l'extension horizontale des systèmes nuageux à structure ondulatoire :

Sur la figure 53a ont été portés, pour 17 cas de nuages en bandes qui se sont produits sur le Bas Languedoc :

- en abscisses, l'extension horizontale des systèmes nuageux ;
- en ordonnées, l'épaisseur de la couche de stabilité maximale.

Malgré une relative dispersion des points, ce graphique suggère que l'extension horizontale des nuages en bandes est d'autant plus grande que l'é-

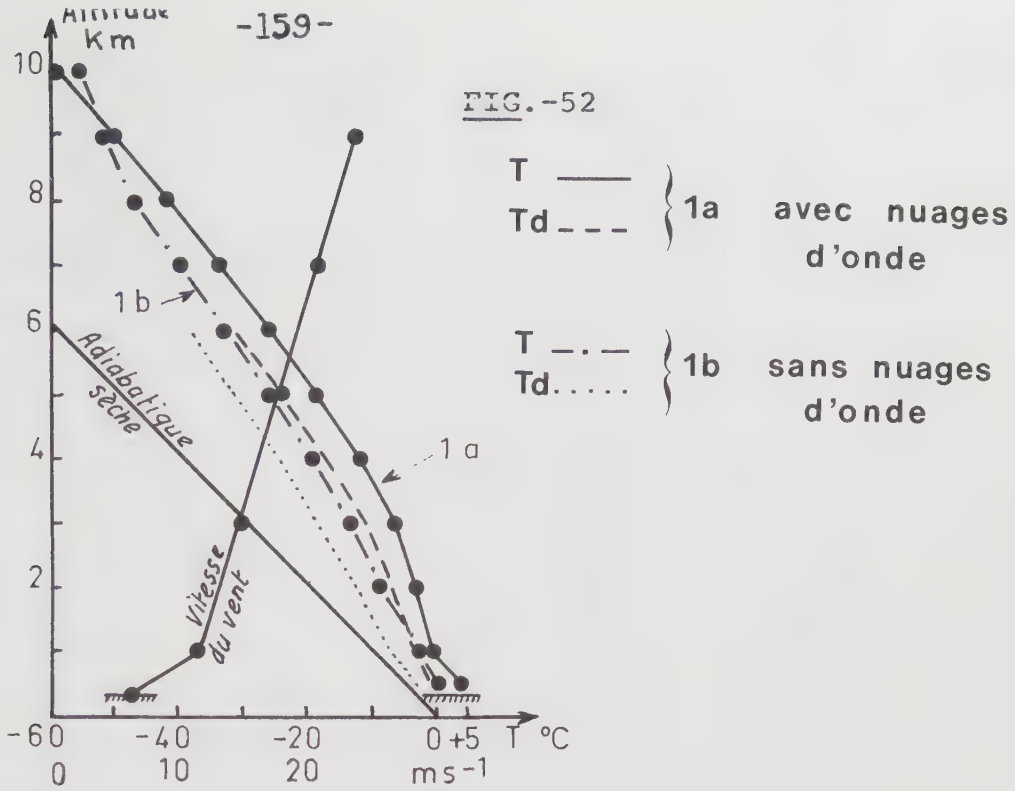


FIG.-52

Répartition verticale moyenne de la température calculée par LARSSON (1954) à partir des courbes de radiosondages établies à FRÖSON (Suède) en mars 1953. 19 sondages effectués alors que des nuages d'ondes étaient visibles ont permis de tracer la courbe en traits pleins (température d'état moyenne) et celle en tiretés (température moyenne du point de rosée) que l'on peut comparer aux courbes moyennes obtenues à partir de 43 journées sans nuages d'onde **(1b)**
Le diagramme montre également le profil moyen du vent déterminé à partir de 50 journées avec nuages d'ondes. Le gradient vertical moyen au-dessus de 1000 m est de 1,4 $m.sec^{-1}$ km^{-1}

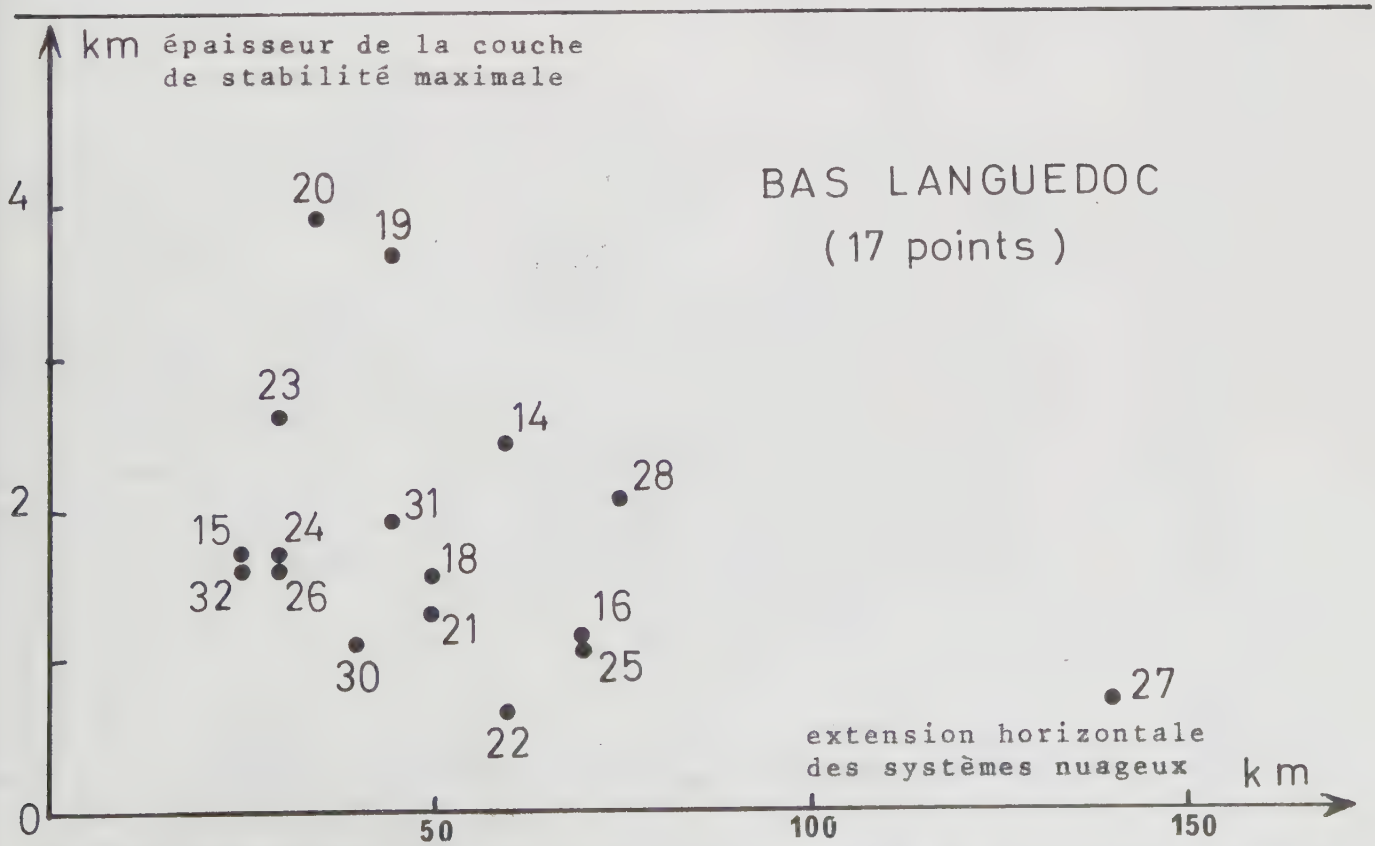


FIG.53a-INFLUENCE DE L'EPAISSEUR DE LA COUCHE DE STABILITE MAXIMALE SUR L'EXTENSION HORIZONTALE DES ENSEMBLES NUAGEUX A STRUCTURE ONDULATOIRE

paisseur de la couche de stabilité maximale est plus faible.

Cette tendance se confirme si l'on complète cette figure (Fig53b) en y ajoutant les données relatives à des cas de nuages en bandes vus sur d'autres régions, en particulier sur l'Espagne (région de Logrono), où les extensions horizontales sont supérieures à celles que l'on rencontre sur le Midi de la France. En effet, à l'exception des points 8 et 13, l'ensemble des cas se répartit sensiblement selon une hyperbole équilatère.

Un nouvel examen de la situation météorologique correspondant aux points 8 et 13 montre qu'ils peuvent en fait se placer très près de l'hyperbole que nous avons tracée.

Pour le point 13, en effet, nous avons utilisé le sondage de Bordeaux à 00h (sondage amont), alors que nous aurions également pu prendre celui de 12h. Ce dernier montre, entre 1900 et 2550 m, une couche stable de 650 m d'épaisseur qui permet de ramener le point 13 en 13', à très peu de distance de l'hyperbole.

Quant au point 8, pour lequel a été utilisé le sondage de Bordeaux à 12h, alors que Madrid était situé, à 12 h, dans la même masse d'air, il est possible de voir, d'après la carte Masses d'Air, que pour être vraiment représentatif, le sondage aurait dû être effectué à mi- distance environ de ces deux villes. Si l'on fait une interpolation linéaire entre ces deux sondages, on trouve qu'à la latitude des nuages en bandes, la couche stable se situe entre 1450 et 2650 m et a une épaisseur de 1200 m. Le point 8 vient alors se placer en 8' -et compte tenu de la

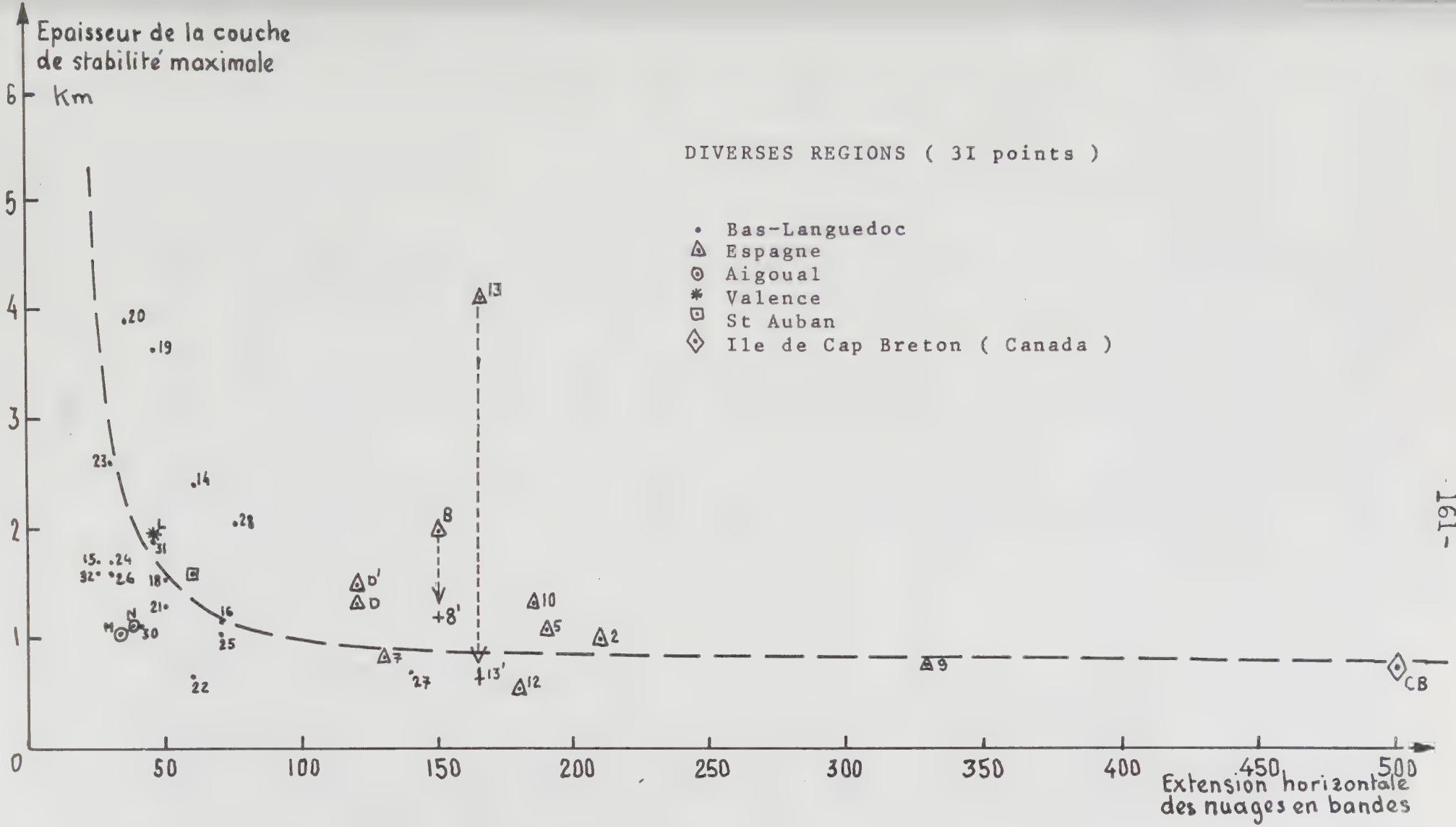


Fig.53b - INFLUENCE DE L'EPAISSEUR DE LA COUCHE DE STABILITE MAXIMALE SUR L'EXTENSION HORIZONTALE DES ENSEMBLES NUAGEUX A STRUCTURE ONDULATOIRE

Tableau 15

TABLEAU RECAPITULATIF DES DONNEES UTILISEES POUR L'ETUDE DE L'EXTENSION HORIZONTALE DES NUAGES EN BANDES EN FONCTION DE L'EPAISSEUR DE LA COUCHE DE STABILITE MAXIMALE :

Date	Cas	sondage utilisé	couche de stabilité maximale			extension horiz. des n en b [Km]	altitudes max. atteintes par les planeurs [m]
			niveau base [m]	niveau sommet [m]	épaisseur [m]		
BAS LANGUEDOC							
14.12.66	14	Ni 12h	2250	4650	2400	60	
21.12.66	15	"	1500	3200	1700	25	7500
22.12.66	16	"	2400	3550	1150	70	8600
28.12.66	18	"	1950	3500	1550	50	3600
29.12.66	19	"	750	4400	3650	45	-
30.12.66	20	"	700	4600	3900	35	5600
6.01.67	21	"	4600	5900	1300	50	-
21.02.67	22	"	2900	3550	650	60	3800
2.03.67	23	"	1400	4000	2600	30	4800
18.03.67	24	"	2300	4000	1700	30	-
19.03.67	25	"	2200	3250	1050	70	-
20.03.67	26	"	1400	3000	1600	30	-
6.04.67	27	Bx-00h	1000	1700	700	140	4400
1.11.67	28	Ni-12h	1350	3400	2050	75	2700
3.01.68	30	"	1000	2100	1100	40	-
4.01.68	31	"	1500	3400	1900	45	-
5.01.68	32	"	1500	3100	1600	25	5800
MONT AIGOUAL							
19.03.67	M		2200	3250	1050	34	
20.03.67	N		2900	4000	1100	38	>6000
VALENCE (FRANCE)							
19.03.67	L		2150	4200	1950	45	4000 m
ST AUBAN							
4.01.68		Ni-12h	1500	3100	1600	60	>4000
ESPAGNE (Logroño)							
21.12.66	12	Bx-12h	1500	2050	550	180	
22.12.66	13	Bx-00h	1500	5600	4100	165	
6.01.67	7	Bx-12h	1500	2350	850	130	
13.03.67	2	Bx-12h	2600	3600	1000	210	
19.03.67	8	"	1000	3000	2000	150	
1.04.67	9	Ma-12h	2500	3300	800	330	
2.01.68	10	Bx-12h	2000	3350	1350	185	
3.01.68	5	Bx-00h	1000	2100	1100	190	
(Monts Cantabriques)							
5.01.67	D'	L.C.12h	1500	3000	1500	120	
(Sierra de Guadarrama)							
5.01.67	D	Ma-12h	2400	3750	1350	120	

précision des données[≠] -, dans ces conditions, l'ensemble des points de ce graphique indique nettement que l'extension horizontale des nuages en bandes varie en raison inverse de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale selon une loi hyperbolique.

Ce résultat, s'il est confirmé par d'autres mesures[≠≠], nous paraît de grande importance. Il semble en effet indiquer que la couche de stabilité maximale se comporte comme un guide d'ondes à l'intérieur duquel est "piégée" l'énergie du mouvement ondulatoire.

Si cette couche est peu épaisse, la propagation des ondes, forcément limitée vers le haut et vers le bas, se fera essentiellement vers l'aval de la source de la perturbation.

A l'inverse, si l'atmosphère présente une forte stabilité sur une grande épaisseur, les mouvements ondulatoires pourront avoir une grande extension verticale, mais s'amortiront rapidement en aval de l'obstacle.

Une confirmation de cette hypothèse pourrait être apportée par l'étude de la variation verticale de l'amplitude des mouvements ondulatoires, en fonction de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale.

≠l'extension horizontale est connue à 10 km près. L'épaisseur de la couche de stabilité maximale, quant à elle, est donnée par des sondages situés à 150, 200, voire 300 km du phénomène étudié, et qui ne permettent donc de la connaître qu'à plusieurs centaines de mètres près. Ceci explique vraisemblablement la dispersion des points de ce graphique, dispersion qui pourrait paraître importante si les paramètres en cause résultaient d'expériences réalisées dans les conditions idéales d'un laboratoire, mais qui devient très acceptable lorsqu'il s'agit de mesures effectuées dans l'atmosphère.

≠≠nous avons également porté sur la fig.53-b, les données relatives à la photo n°1 (préambule) des nuages photographiés par TIROS sur Cap Breton Island. L'extension horizontale était dans ce cas de 500 km. La couche de stabilité maximale située entre 750 et 1500 m sur le sondage avait une épaisseur de 750 m. Le point correspondant (noté CB) se place à proximité de l'hyperbole que nous avons tracée.

Les quelques indications, en notre possession, sur les altitudes maximales atteintes par les planeurs n'ont pu nous fournir aucune estimation valable de cette variation d'amplitude[≠]. Seules des mesures systématiques permettraient d'en obtenir une.

III.1.4.2. Humidité :

Pour 12 cas de nuages en bandes observés dans la région de Béziers, nous avons tracé, à partir du sondage de Nîmes, les graphiques de répartition de l'humidité en fonction de l'altitude.

Cette répartition est caractérisée :

- soit par la présence, à un niveau compris entre 1500 et 3000 m, d'un pic d'humidité, suivi, immédiatement au-dessus, d'une brusque décroissance de celle-ci (9 cas sur 12), avec parfois, un autre maximum d'humidité à des altitudes variant entre 5000 et 7000 m (5 cas sur 9) (figure 54 - 1 à 9 inclus) ;
- soit par une humidité sensiblement constante sur une grande épaisseur (jusqu'à 5000 ou 6000 m) et diminuant ensuite assez rapidement, comme dans le cas précédent (figure 54 - 10 à 12 inclus).

Nous avons essayé d'établir un rapprochement entre l'allure des bandes nuageuses (bandes à bords

---

≠ Nous avons essayé d'évaluer l'amortissement des ondes vers le haut en faisant la différence entre l'altitude maximale atteinte par les planeurs et celle de la couche de stabilité maximale.

nets, fines ou larges, bandes à bords diffus) et celle des sondages d'humidité.

Aux systèmes nuageux très caractéristiques, constitués de bandes larges et nettement délimitées, tels que ceux du 22.12.66, 28.12.66, 6.01.67, 21.02.67 et 18.03.67 (fig.55.1.2.3.4.5.), correspondent des sondages présentant une forte augmentation de l'humidité entre le niveau du sol et la couche d'humidité maximale. Le maximum d'humidité atteint 100%, à une exception près : le 18.03.67, et l'humidité est supérieure à 80% sur des couches d'épaisseur comprise entre 2000 et 5000 m.

Les systèmes constitués de bandes nettement délimitées et fines, tels que ceux du 21.12.66, 29.12.66, 19.03.67, 20.03.67, 4.01.68 et 5.01.68 (fig.55-6,7,8,9,10,11)sont également associés à des sondages présentant une humidité croissant avec l'altitude. La valeur du maximum est -à deux exceptions près : le 19.12.66 et le 5.01.68- inférieure à 80% et celui-ci est généralement concentré dans une couche relativement mince.

Au seul de ces ensembles nuageux à présenter des bandes à bords diffus -celui du 30.12.66 (fig.54 12)- correspond une répartition de l'humidité sensiblement constante depuis le sol jusqu'à 6000 m, niveau à partir duquel on peut noter un brusque assèchement de l'air.

Bien qu'il ne soit pas possible de conclure à partir d'un nombre aussi restreint de cas, ces courbes suggèrent qu'une des conditions favorables au développement de systèmes nuageux caractéristiques pourrait être l'existence, dans les basses couches troposphériques, d'une couche, plus ou moins épaisse, où l'humidité est très fortement supérieure à celle

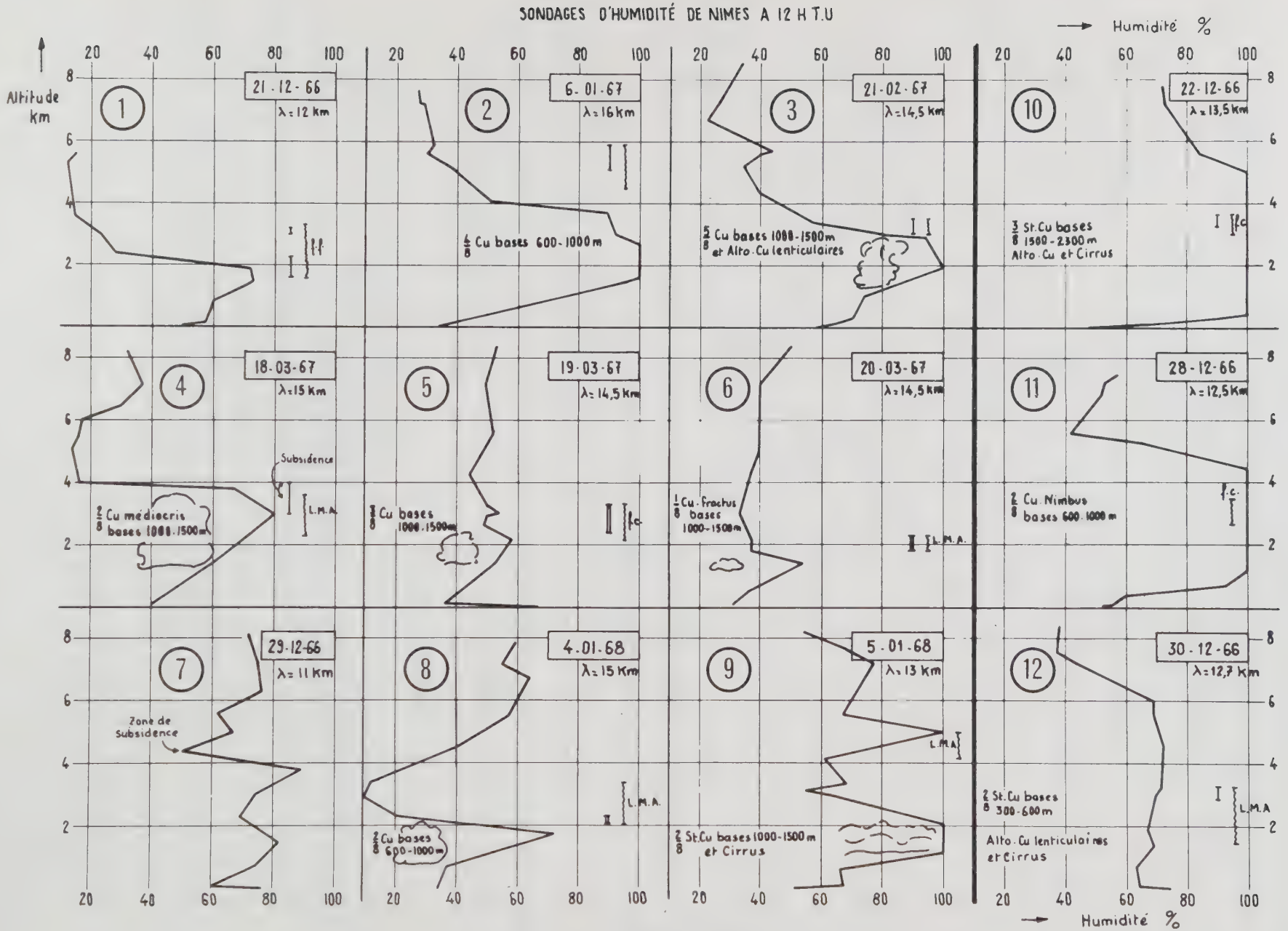

SONDAGES D'HUMIDITÉ DE NIMES A 12 H T.U
Humidité %
Altitude km
1
21-12-66
λ = 12 km
2
6-01-67
λ = 16 km
3
21-02-67
λ = 14,5 km
10
22-12-66
λ = 13,5 km
4
18-03-67
λ = 15 km
5
19-03-67
λ = 14,5 km
6
20-03-67
λ = 14,5 km
11
28-12-66
λ = 12,5 km
7
29-12-66
λ = 11 km
8
4-01-68
λ = 15 km
9
5-01-68
λ = 13 km
12
30-12-66
λ = 12,7 km
Subsidence
L.M.A.
Zone de subsidence
Humidité %

Fig. 54

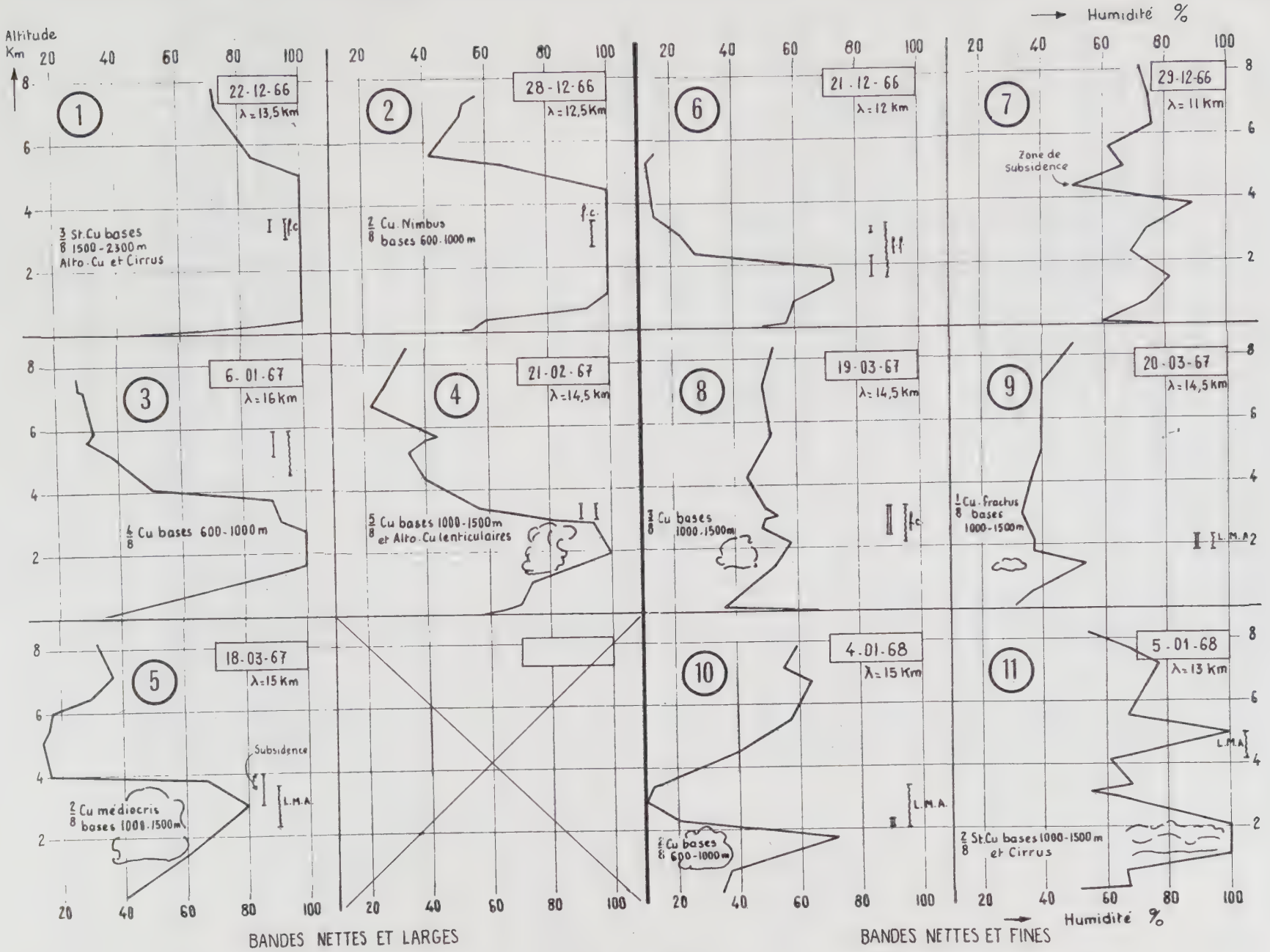

Altitude Km
Humidité %
1
22-12-66
λ = 13,5 Km
3/8 St.Cu bases 1500-2300 m Alto-Cu et Cirrus
2
28-12-66
λ = 12,5 Km
2/8 Cu. Nimbus bases 600-1000 m
6
21-12-66
λ = 12 Km
7
29-12-66
λ = 11 Km
Zone de subsidence
3
6-01-67
λ = 16 Km
6/8 Cu bases 600-1000 m
4
21-02-67
λ = 14,5 Km
5/8 Cu bases 1000-1500 m et Alto-Cu lenticulaires
8
19-03-67
λ = 14,5 Km
3/8 Cu bases 1000-1500 m
9
20-03-67
λ = 14,5 Km
1/8 Cu fractus bases 1000-1500 m
L.M.A.
5
18-03-67
λ = 15 Km
Subsidence
2/8 Cu médiocris bases 1000-1500 m
L.M.A.
10
4-01-68
λ = 15 Km
L.M.A.
2/8 Cu bases 600-1000 m
11
5-01-68
λ = 13 Km
L.M.A.
2/8 St.Cu bases 1000-1500 m et Cirrus
BANDES NETTES ET LARGES
BANDES NETTES ET FINES

Fig. 55

des couches adjacentes et que la largeur des bandes nuageuses pourrait croître avec l'épaisseur de la couche d'humidité maximale*.

Dans 50% des cas considérés ici, le maximum d'humidité se situe immédiatement au-dessous d'une isothermie ou d'une inversion de température, ce qui est en bon accord avec les résultats antérieurs (§III.1.3.2.) selon lesquels la présence d'un tel crochet dans la courbe de température, avec le maximum d'humidité qui lui est généralement associé, favorise l'établissement de systèmes de nuages d'onde bien organisés. Mais les résultats obtenus ici -encore qu'ils doivent être considérés avec prudence, compte tenu de la précision assez médiocre avec laquelle sont effectuées les mesures d'humidité- semblent indiquer que le phénomène important est la présence du pic d'humidité lui-même plutôt que celle de l'isothermie ou de l'inversion.

Des mesures systématiques devraient pouvoir permettre de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

---

*la largeur des bandes nuageuses est, bien évidemment, liée avant tout à la longueur d'onde du phénomène ondulatoire qu'elle matérialise. Les fig.55-1 et 55-10, 55-2 et 55-6, 55-4 et 55-8 ou 9, 55-5 et 55-10 montrent bien qu'à longueur d'onde égale, les bandes sont plus larges lorsque la couche d'humidité maximale est plus épaisse.

III.1.4.3. Influence du vent :

Qu'ils soient théoriques ou expérimentaux, tous les travaux sur les ondes de relief montrent que la variation verticale du vent joue un très grand rôle.

Celui-ci a été clairement mis en évidence, dès 1949 par les études expérimentales de FÖRCHTGOTT*, en Tchécoslovaquie. De nombreuses mesures à l'aide de planeurs et d'avions légers lui ont en effet permis d'obtenir les conclusions et la classification suivantes :

- on n'observe d'ondes que si le flux est approximativement perpendiculaire à la chaîne et si sa direction est pratiquement constante sur une grande épaisseur ;
- sa classification, schématisée sur la figure 56 est basée sur le profil vertical de la vitesse du vent. Celui-ci est donné dans la partie gauche de chaque diagramme. FÖRCHTGOTT distingue quatre type principaux d'écoulement de l'air au voisinage du relief :

  1.- L'écoulement laminaire : ce type d'écoulement correspond à un vent très faible. Les lignes de courant proches du sol épousent la forme du relief. Leur déplacement vertical diminue rapidement lorsque l'altitude augmente.

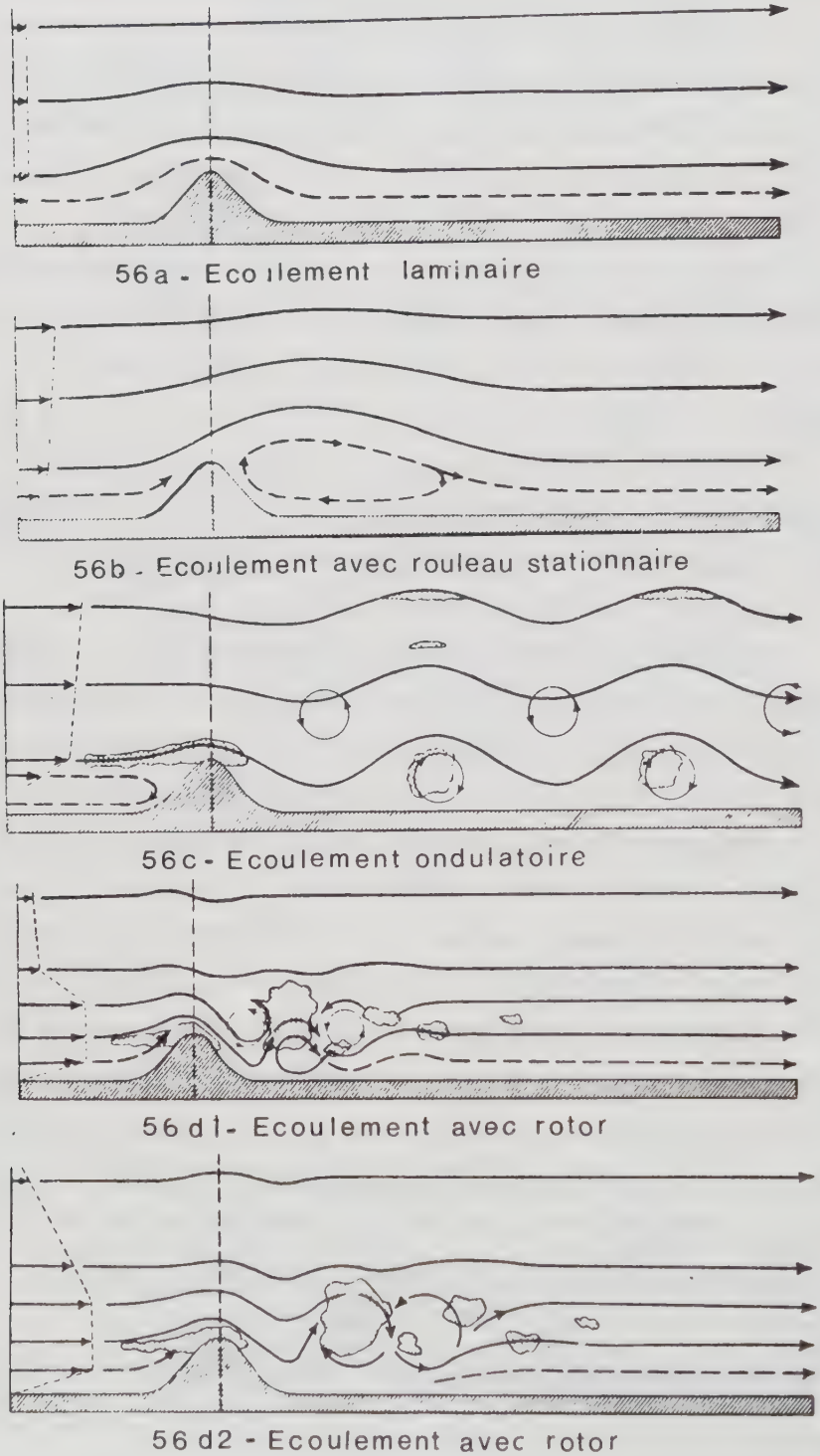
  2.- Ecoulement avec rouleau stationnaire sous le vent du relief : avec un vent légèrement plus fort, un rouleau stationnaire prend naissance immédiatement sous le vent du relief. L'ensemble du relief et du rouleau constitue alors un nouvel obstacle de forme différente de celle du relief réel et l'amplitude maximale du déplacement vertical des lignes de courant se situe sous le vent de la montagne. La présence du rouleau entraîne l'existence, sous le vent du relief et au voisinage du sol, d'un vent de direction opposée à celle du flux général (courant de retour).

  3.- Ecoulement ondulatoire : avec des vents dont la vitesse

---

* FÖRCHTGOTT (1949) et WMO (1960) pp.29-30

Fig. 56 - Classification de FÖRCHTGOTT (d'après W.M.O n°34)



56a - Ecoulement laminaire

56b - Ecoulement avec rouleau stationnaire

56c - Ecoulement ondulatoire

56 d1 - Ecoulement avec rotor

56 d2 - Ecoulement avec rotor

est encore plus forte et croît avec l'altitude, on peut observer un écoulement ondulatoire. Si l'air est suffisamment humide, des nuages lenticulaires marquent chaque crête d'onde, à moyenne et à haute altitude. Dans les basses couches et également à l'aplomb des crêtes d'ondes, se forment des rouleaux stationnaires aussi appelés "rotors". Ce sont généralement des zones de turbulence assez sévère et -lorsqu'ils existent- les nuages qui coiffent ces rotors ont une forme déchiquetée et semblent tourner sur eux-mêmes.

4.- Ecoulement avec rotor seulement : ce type d'écoulement se produit lorsque le vent, très fort jusqu'à une altitude inférieure ou égale à une fois et demie celle du relief, devient considérablement plus faible au-dessous. L'écoulement présente alors un système de rotors quasi stationnaires tournant dans des sens opposés*. L'étendue verticale et horizontale de la perturbation est alors très inférieure à celle de l'écoulement précédemment décrit.

Cette description s'est trouvée vérifiée par la suite à l'occasion d'observations et de mesures réalisées dans de nombreux autres pays : USA (Sierra Wave

---

*ce type d'écoulement peut être fréquemment observé, par régime de vent d'Autan, sur le versant Nord de la Montagne Noire (région de Revel). Lors d'un vol en planeur effectué le 19 novembre 1961, nous avons ainsi pu observer et photographier les nuages associés à un tel écoulement (D. FOISSAC-DES 28 juin 1962). Un très fort vent d'Autan dont la vitesse maximale au voisinage du sol (15 à 25 m/s) diminuait pour devenir pratiquement nulle à 2000 m, donnait lieu, vers 10H TU non pas à un, mais à 2 rotors stationnaires longs d'environ 30 km et matérialisés par 2 alignements de nuages cumuliformes de 1000 m d'épaisseur (λ = 4,5 km environ) (Fig.57a et b)

PHOTOGRAPHIES PRISES le 19 Novembre 1961.
au cours d'un vol en planeur
Altitude: 2000m environ

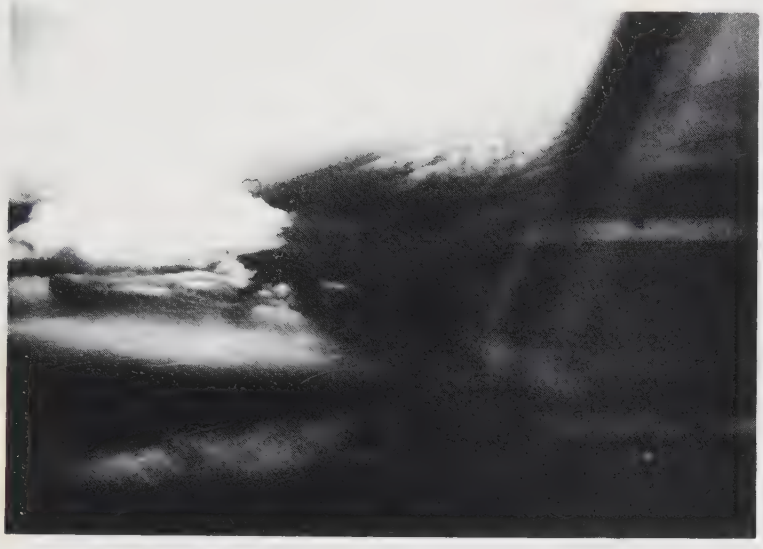


Photo N° 27

Le planeur longe le bord d'attaque du premier nuage de rotor, en direction de Dourgne :
à droite, la Montagne Noire est couverte par st-cu soudés.
au centre, le "couloir de foehn".
à gauche, le premier nuage de rotor derrière lequel il est possible de distinguer, sur l'extrême gauche de la photo, le deuxième couloir de foehn.

Le vent vient de la droite.

Photo n° 28

Elle est prise dans la même direction, mais le planeur se trouve mainteaant au centre du couloir de foehn.

La tache brillante, au centre de la photo, est donnée par le lac de St- Férréol.

Project), Suède (LARSSON), France (BERENGER et GERBIER). En particulier, la plupart de ces expériences indique qu'il ne peut y avoir d'ondes de relief que si la direction du vent est, à plus ou moins trente degrés près, perpendiculaire à celle de la chaîne* et que si la composante du vent normale à la chaîne croît -ou au moins reste constante- sur une couche de grande épaisseur s'étendant du niveau des crêtes jusqu'à la troposphère supérieure**.

Aucun cas d'onde n'a été observé quand le vent décroît avec l'altitude.

Enfin toutes les observations ont mis en évidence que les ondes ne peuvent se produire que si la vitesse du vent à un certain niveau -généralement celui de la crête- est égale ou supérieure à une certaine valeur dite "vitesse de seuil". Cette vitesse qui varie selon la région étudiée, est comprise entre 8 et 13 m/s. D'après une étude expérimentale de COLSON (1954), la vitesse de seuil est d'autant plus grande que le relief est plus élevé.

---

* BERENGER (1959)

** BERENGER (1959) QUENEY (1962) LARSSON (1954)

En particulier, la figure 52 montre le profil vertical moyen du vent pour 50 cas d'ondes sous le vent des monts d'Ovik (Suède). Cette courbe montre un accroissement moyen de 1,4 m/s km^{-1} au-dessus de 1000 m

---

suite de la note de la page précédente :

A l'avant du premier de ces rotors les planeurs n'ont pu dépasser l'altitude de 2100 m. Il n'y avait aucune turbulence à l'intérieur de ces nuages. Vers 12H, la force du vent augmente encore (rafales à 25 m/s). Le premier rotor s'écarte du relief pour venir rejoindre le second. La turbulence devient alors très importante. A 15H le phénomène se réorganise comme dans la matinée et se maintient ainsi jusqu'au soir.

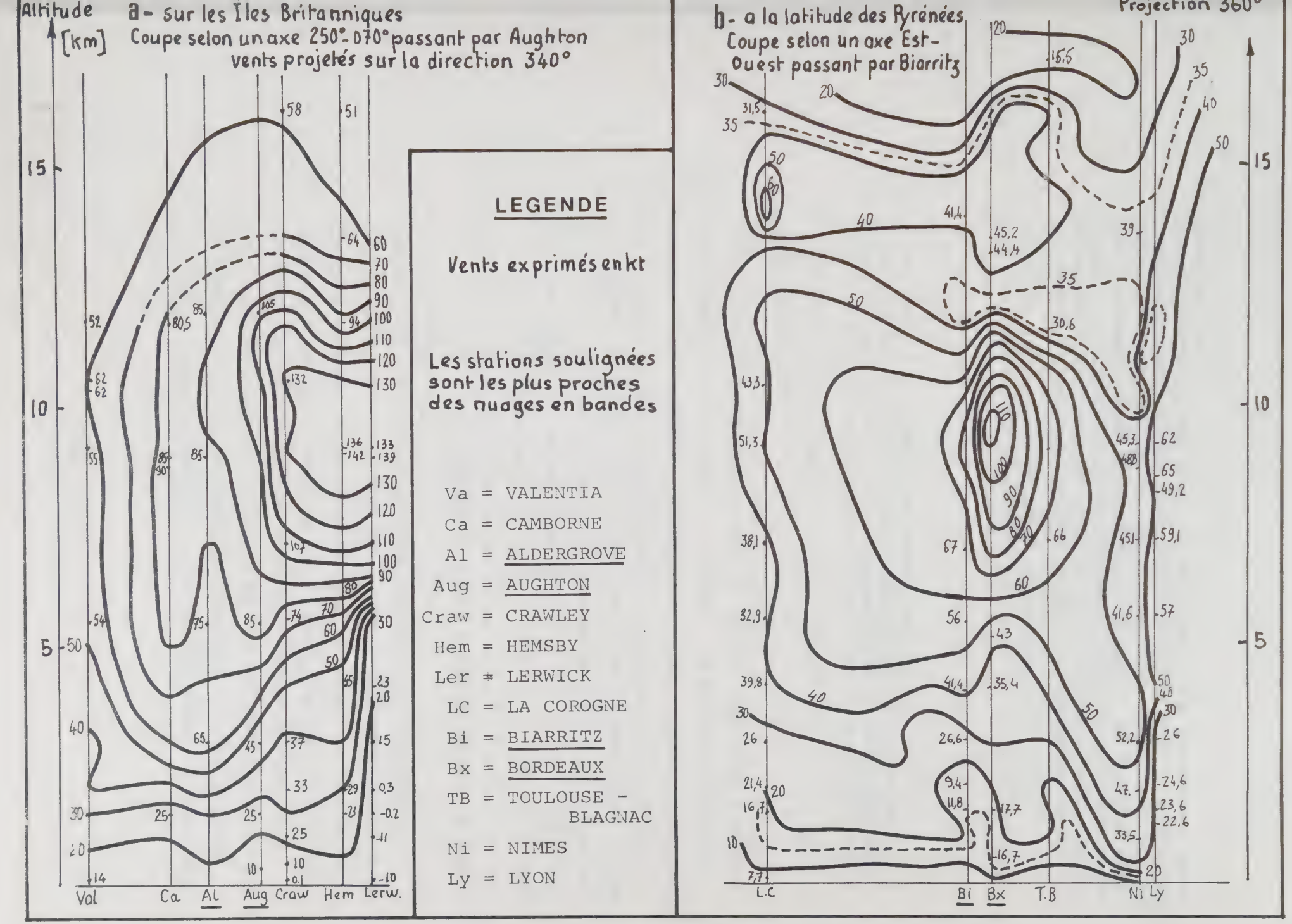
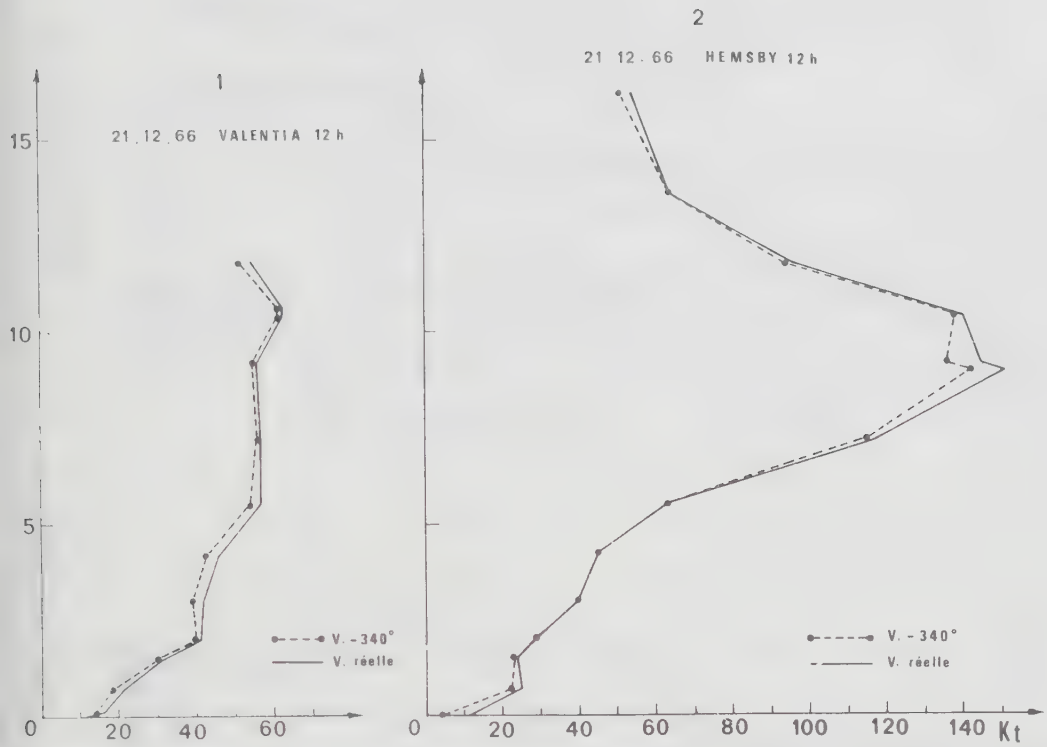


Fig. 58 - COUPES ISOTACHES - 21.12.66 A 12H


1
21.12.66 VALENTIA 12 h
15
10
5
0
20
40
60
V. - 340°
V. réelle
2
21 12.66 HEMSBY 12 h
0
20
40
60
80
100
120
140 Kt
V. - 340°
V. réelle

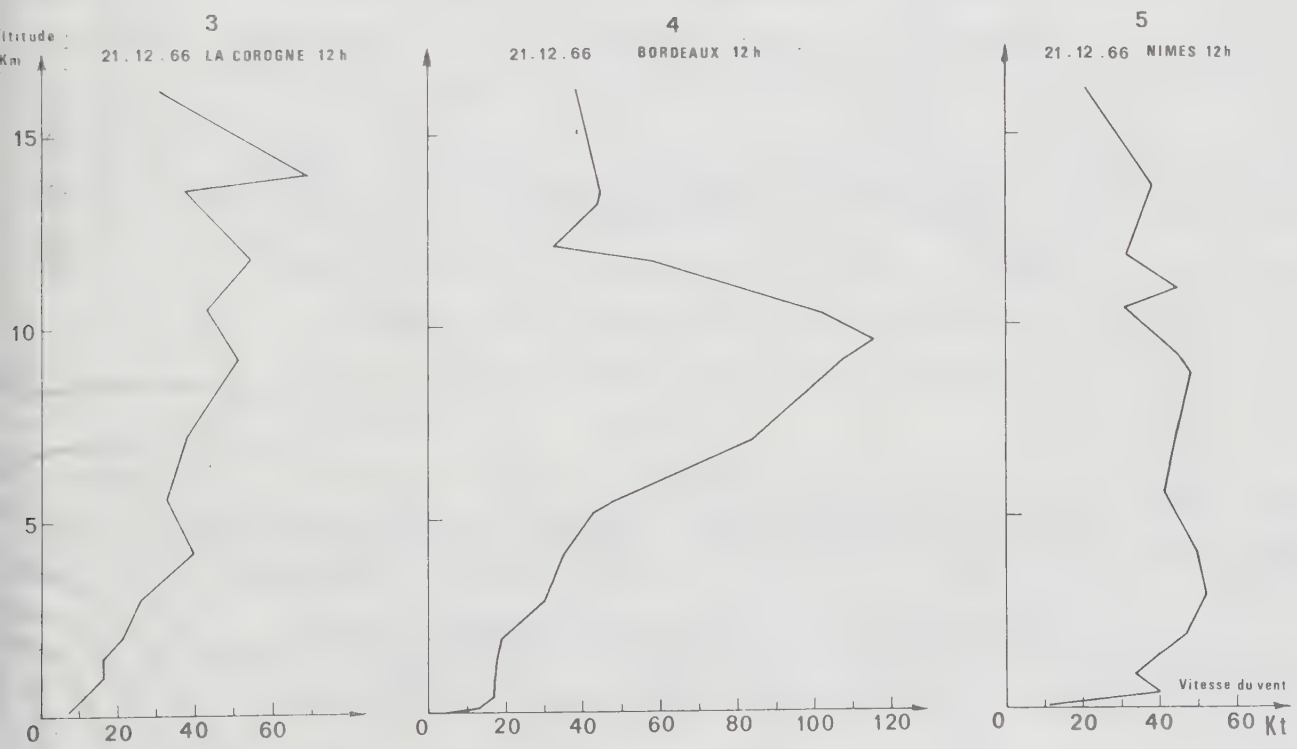

3
21.12.66 LA COROGNE 12 h
15
10
5
0
20
40
60
4
21.12.66 BORDEAUX 12 h
0
20
40
60
80
100
120
5
21.12.66 NIMES 12 h
Vitesse du vent
0
20
40
60 Kt

Fig. 59

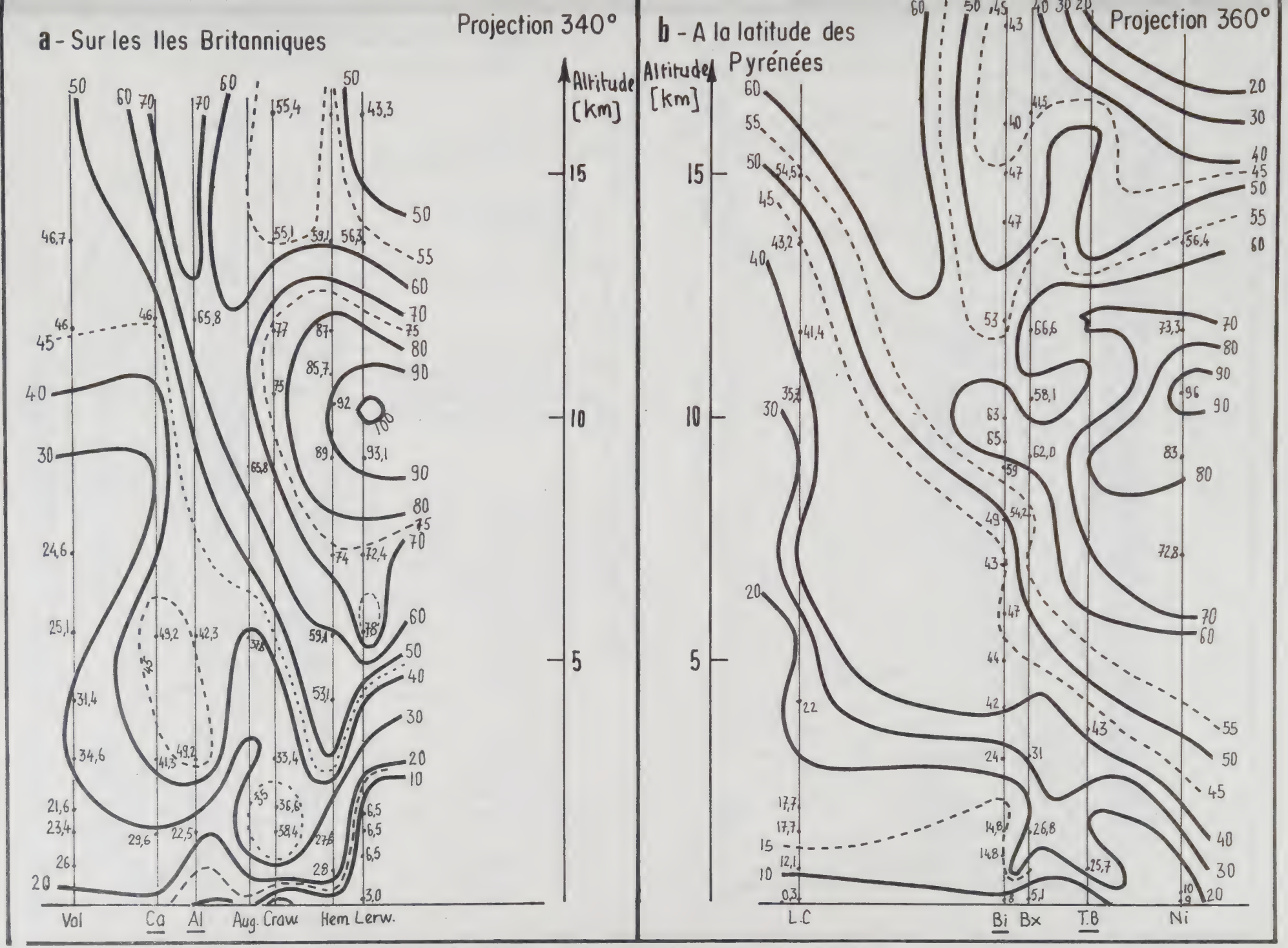


Fig.60 - COUPES ISOTACHES LE 22.12.66 A 10 H

Nous nous sommes proposés de comparer quelques uns des résultats énoncés ci-dessus -en particulier ceux qui concernent les profils de vent et la vitesse de seuil- aux données de vent relatives aux différents cas de nuages en bandes étudiés dans les paragraphes précédents.

III.1.4.3.1. Choix du sondage représentatif :

L'étude des situations synoptiques montre que les nuages en bandes se situent généralement à l'aplomb des zones ou "tubes"≠ de vents forts (§ III.1.1.1.). Or, le profil vertical du vent varie très rapidement lorsque l'on se déplace d'un bord à l'autre de ces zones, perpendiculairement à la direction du vent. Ceci est particulièrement visible sur les courbes isotaches que nous avons faites, à la latitude des Iles Britanniques et à celle des Pyrénées pour la journée du 21 décembre 1966 (Fig.58 a et b) qui présente de nombreux cas de nuages en bandes. La première de ces coupes qui présente de grandes similitudes avec la moitié gauche de la seconde, montre que le courant a la même structure transversale sur une distance de plus de 1000 km. Par contre, si les profils du vent à Hemsby (Fig.59-2 et à Bordeaux (Fig.59-4) sont très semblables, Valentia (Fig.59-1) est très différent de Hemsby et La Corogne (Fig.59-3) ou Nîmes (Fig.59-5) très différents de Bordeaux. Les mêmes remarques peuvent être faites pour la journée du 22 décembre 1966 (Fig.60a et b).

On voit donc qu'à moins de disposer d'un sondage de vent bien situé par rapport au phénomène observé (à

≠ les isotaches concentriques fermées qui figurent sur les coupes isotaches données en exemple dans ce paragraphe justifient la dénomination de "tubes" de vent fort.

l'amont et suffisamment proche de celui-ci), il sera très délicat d'entreprendre une étude quantitative de l'influence du profil vertical du vent.

Ceci est particulièrement vrai pour la région du Bas Languedoc où les nuages étudiés se situent généralement à mi-distance environ entre les stations de sondages de vent les plus proches : celle de Toulouse-Blagnac et celle de Nîmes. Compte-tenu de la direction générale du flux nous avons, dans la plupart des cas, utilisé les données de Toulouse-Blagnac. Pour la région de Logroño, par contre, on peut estimer que, par vent de Nord-Nord-Ouest à Nord, le sondage de Biarritz est très représentatif.

III.1.4.3.2. Direction du vent et direction des bandes :

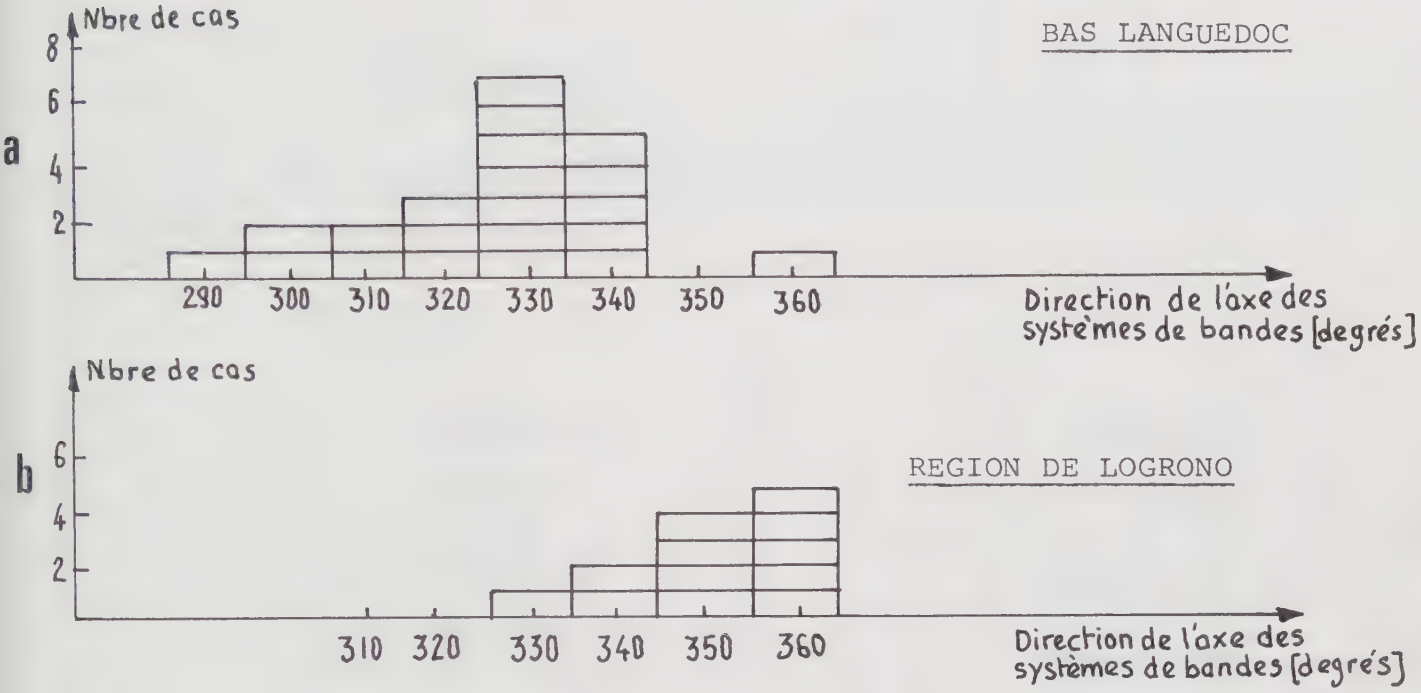
L'axe des nuages en bandes observés sur le Bas Languedoc a une direction comprise entre 290° et 360°, avec un maximum de fréquence entre 320° et 340° comme l'indique la figure 61-a ci-après.

Pour celle de Logroño, l'éventail des directions est beaucoup moins large et les orientations les plus fréquentes sont 350° et 360° (Fig.61-b).

Lorsque l'on compare la direction du vent à différents niveaux avec la direction de leur axe, on s'aperçoit qu'elle s'en écarte parfois notablement, surtout dans les basses couches où cet écart peut atteindre 70°. Ceci est bien mis en évidence par les figures 62 et 63 sur lesquelles nous avons indiqué pour différents cas, les écarts à différents niveaux entre la direction de l'axe des ensembles nuageux et celle du vent.

Fig.60 - COUPES ISOTACHES LE 22.12.80 A 10 H

Figure 61 a et b : Répartition des nuages en bandes en fonction de la direction de leur axe



En ce qui concerne le Bas Languedoc, les différents histogrammes présentent un maximum pour des écarts dont la valeur diminue au fur et à mesure que l'on s'élève. Ainsi à 2000 m, les écarts le plus fréquemment observés sont inférieurs à 30°,alors qu'au sol ils sont de 40 à 60° et à 500 m de 30 à 50°. Au-dessus de 2000 m (Fig.64a), l'écart moyen est le plus souvent de 10°, parfois de 20° mais toujours inférieur à 30°. L'écart maximum dans cette couche peut atteindre 40°.

Les histogrammes relatifs à la région de Logrono (Fig.63) montrent l'existence relativement fréquente d'écarts importants: 40 à 50° à 1000, 1500 et 2000 m. C'est seulement pour l'altitude de 3000 m que l'on retrouve un histogramme comparable à celui que

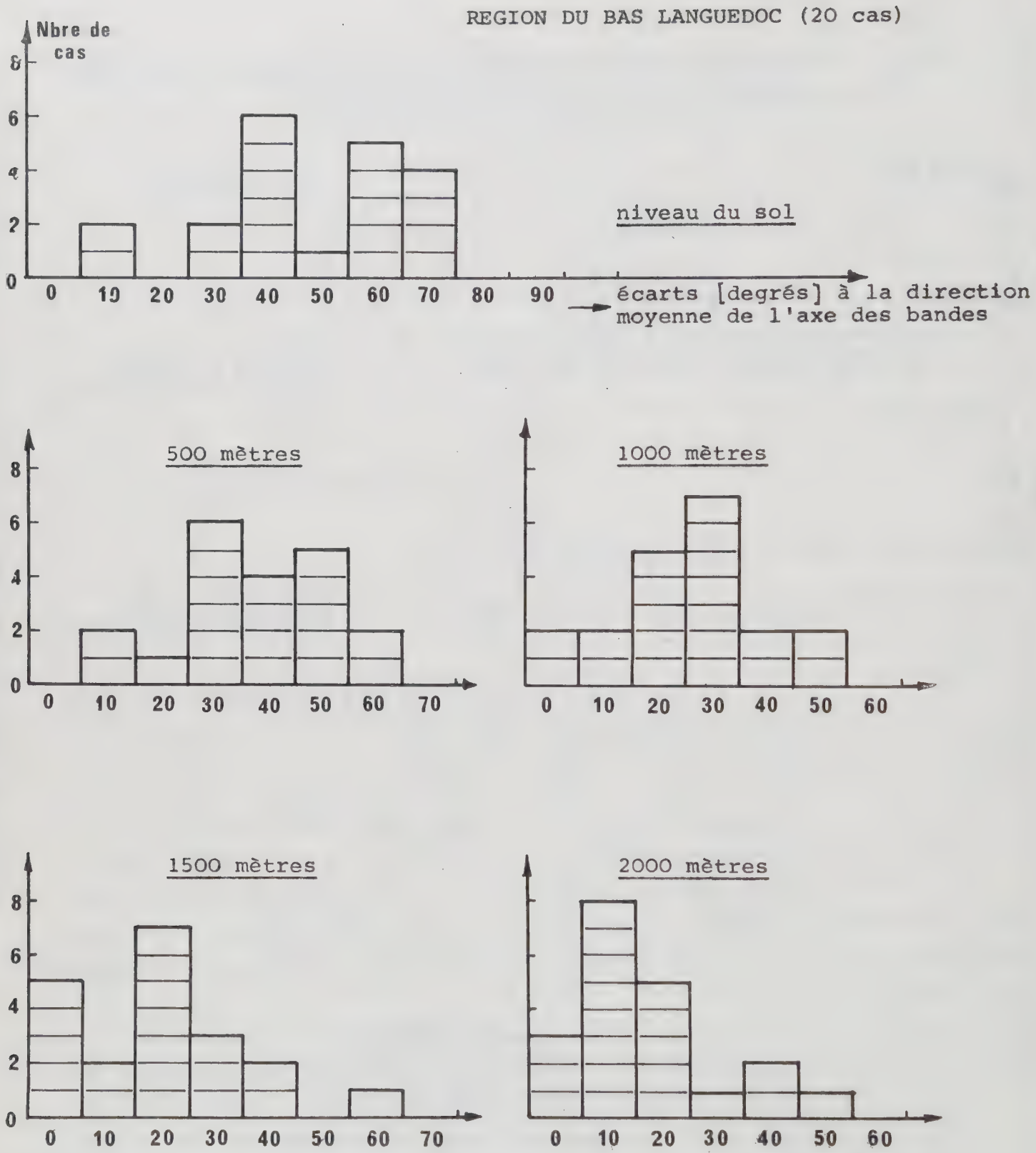


FIG.62.- ECARTS ENTRE LA DIRECTION DE L'AXE DES ENSEMBLES NUAGEUX EN BANDES ET LA DIRECTION DU VENT A DIFFERENTS NIVEAUX

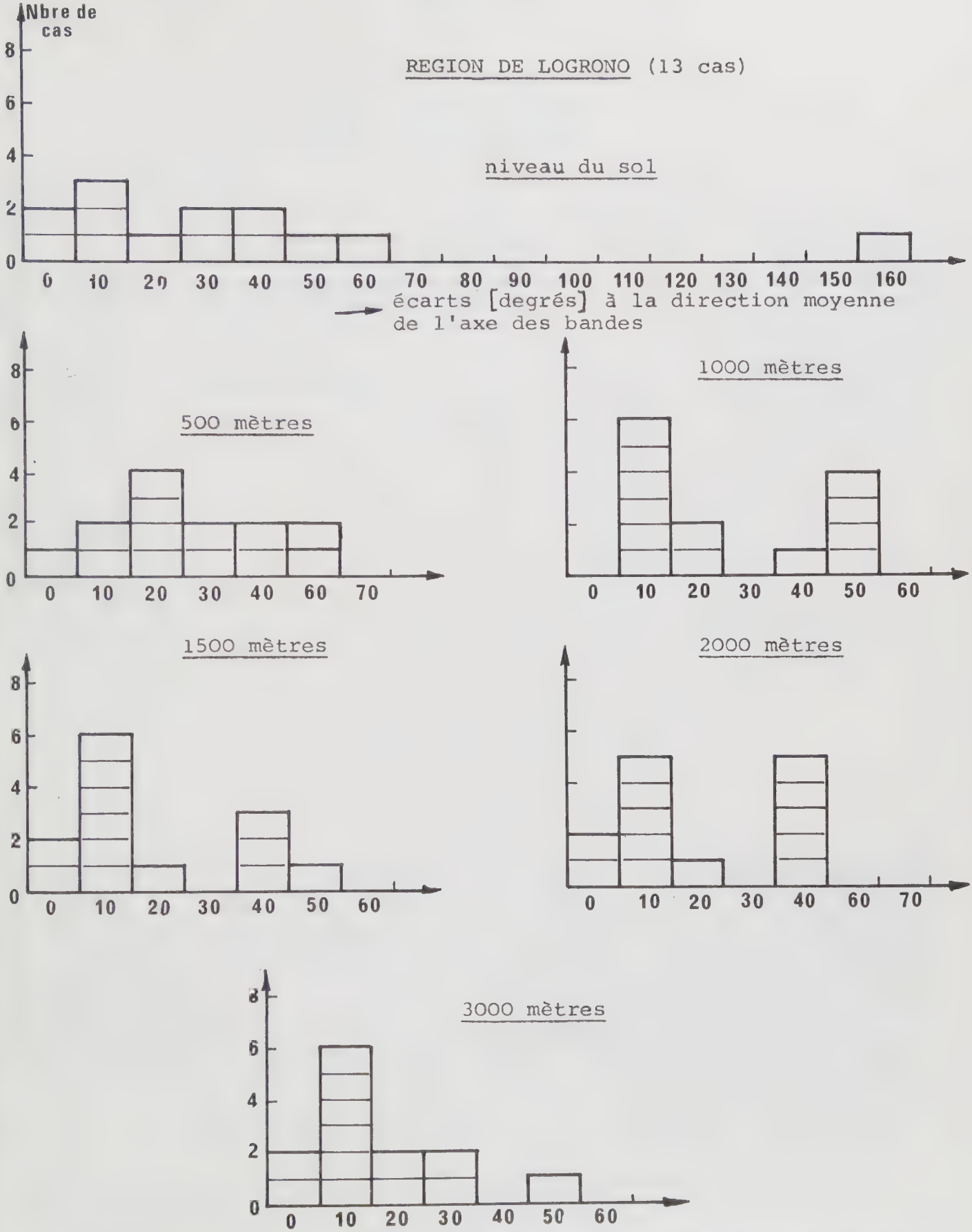
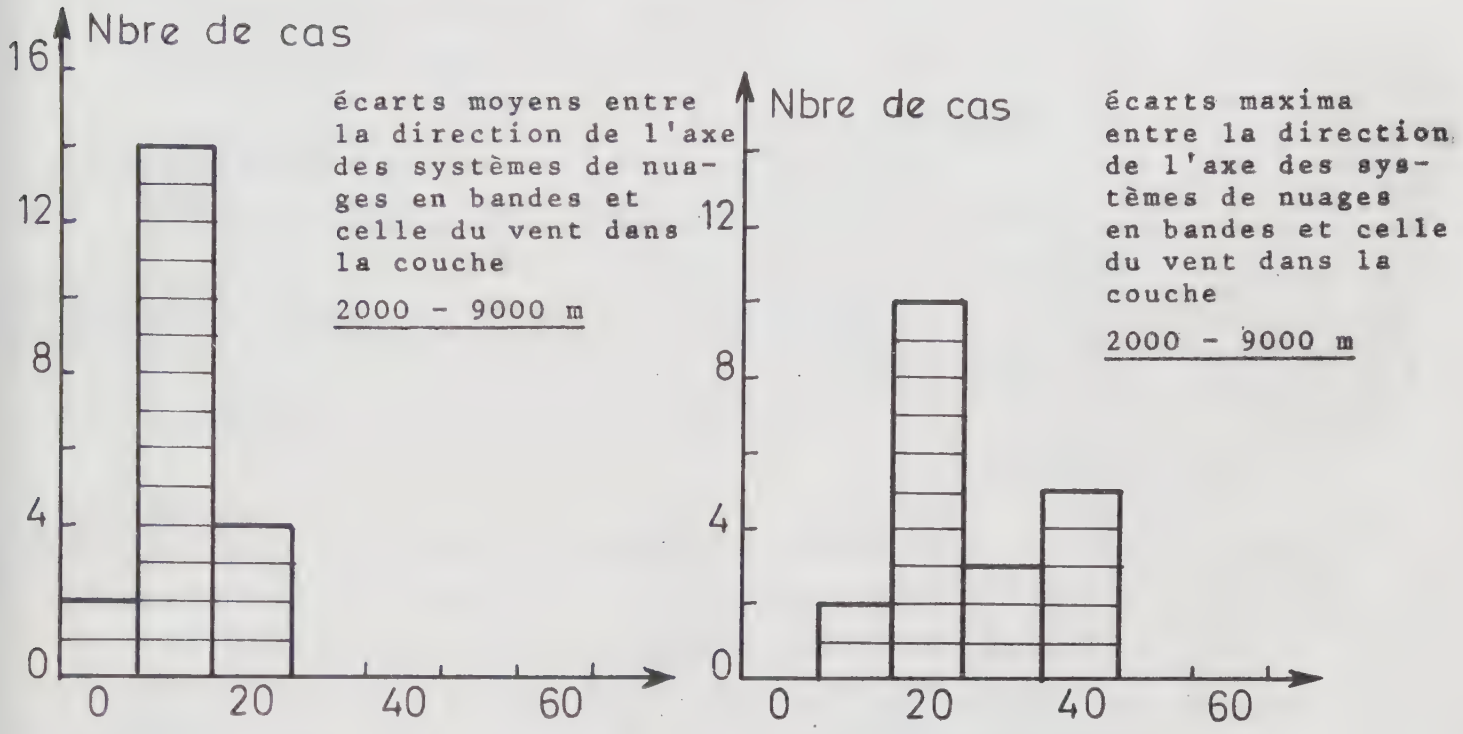


Fig.63.-ECARTS ENTRE LA DIRECTION DE L'AXE DES ENSEMBLES NUAGEUX EN BANDES ET LA DIRECTION DU VENT A DIFFERENTS NIVEAUX

a - BAS LANGUEDOC



b - RÉGION DE LOGRONÕ

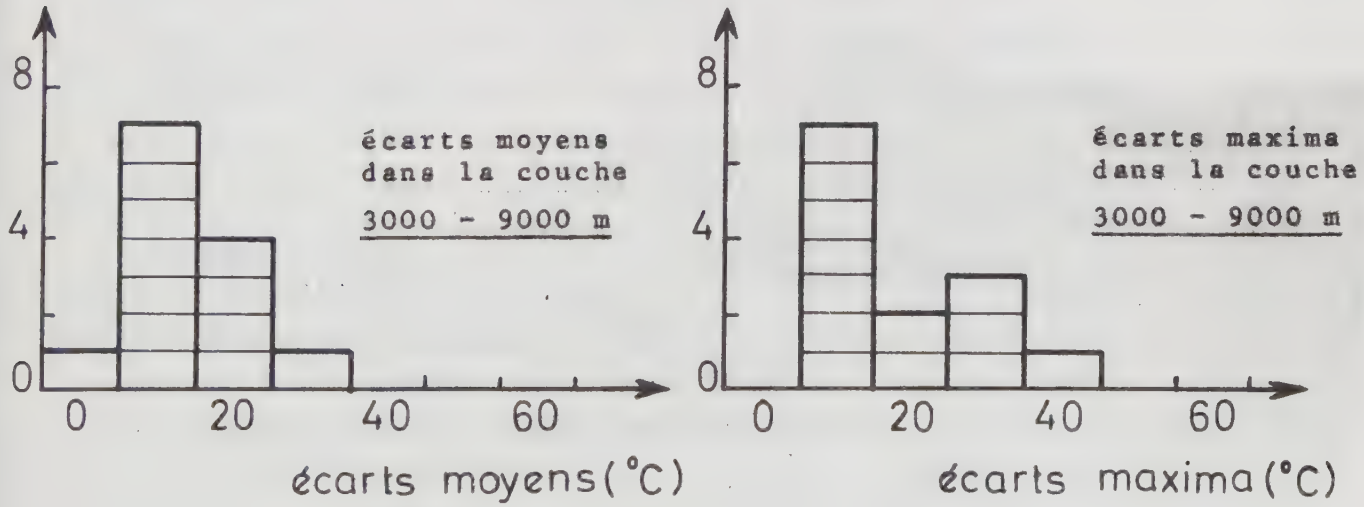


Fig. 64

l'on a pour la région du Bas Languedoc, à l'altitude de 2000 m. Au-dessus de 3000 m (Fig.64b), les écarts moyens et les écarts maxima sont très semblables à ceux qui fournissent les cas de nuages en bandes du Bas Languedoc.

Ces résultats semblent indiquer que la direction des bandes nuageuses est étroitement soumise à celle du flux en altitude plus qu'à celle du vent dans les basses couches. Pour la région du Bas Languedoc, l'altitude plancher du flux en altitude semble se situer entre 1500 et 2000 m, pour celle de Logroño, entre 2500 et 3000 m.

III.1.4.3.3. Vitesse de seuil :

Nous avons tracé, pour chacune de ces régions, l'histogramme des fréquences de la vitesse du vent (composante normale aux bandes) aux différents niveaux précédemment considérés. (Fig.65 a et b).

A chaque niveau, ces histogrammes s'étalent sur une très large gamme de vitesses.

Au fur et à mesure que l'on s'élève, ils se décalent vers la droite, indiquant -en moyenne- une augmentation de la vitesse du vent avec l'altitude.

Les vitesses minimales rencontrées à chaque niveau croissent en général elles aussi avec l'altitude. Pour le Bas Languedoc,elles sont de 6 m/s à 2000 m d'altitude. Elles sont de 10 m/s à 3000 m dans le cas des reliefs situés au Nord de Logroño. Ces deux valeurs doivent pouvoir être considérées comme les vitesses de seuil correspondant à chacune des deux régions.

III.1.4.3.4. Profils des vents :

Les histogrammes précédents suggèrent une augmentation relativement régulière du vent avec l'altitude. L'examen des profils (profils de la composante normale

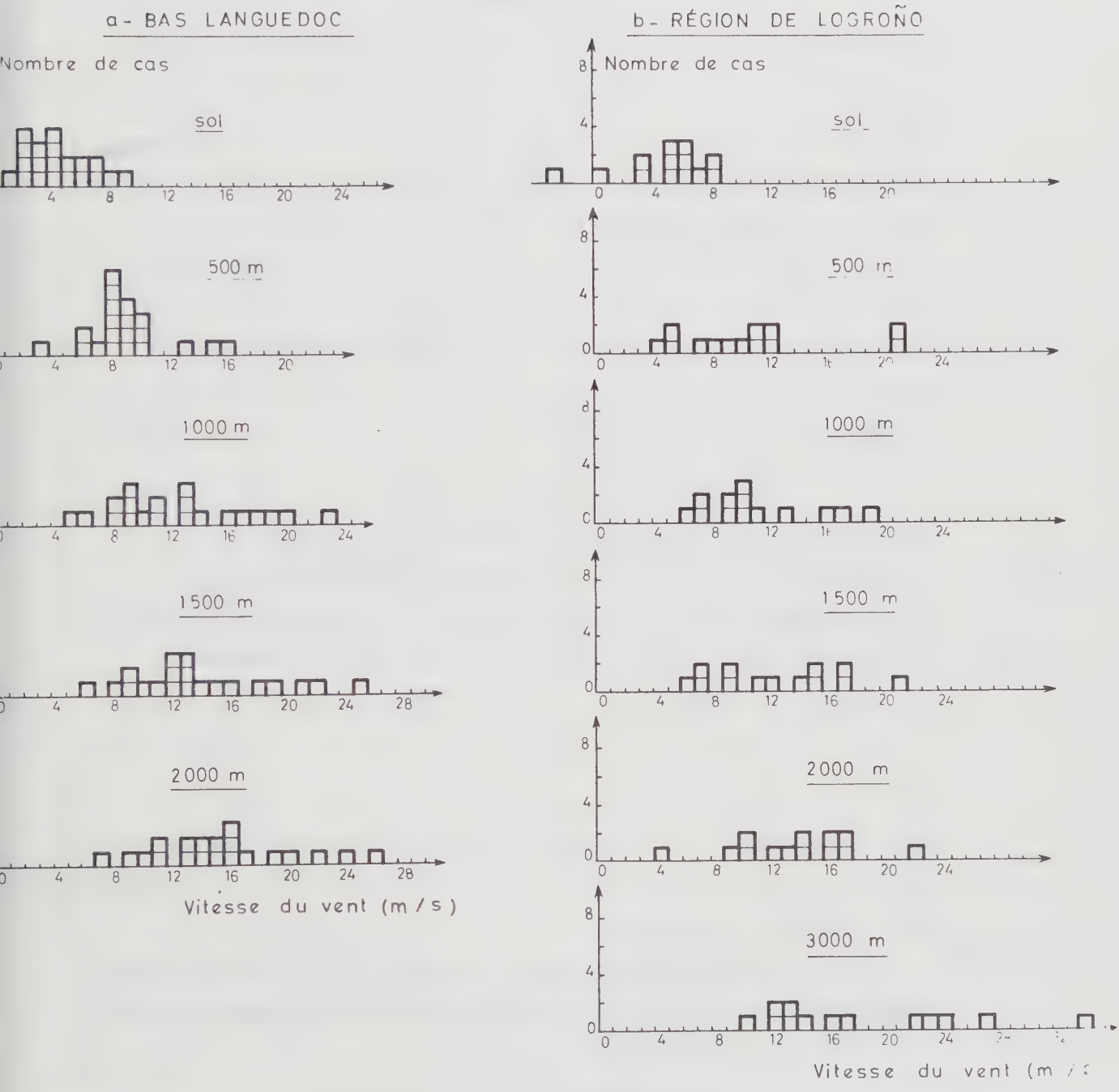


Fig. 65 - Vitesse du vent (composante normale aux bandes) à différents niveaux

aux bandes) montre en fait que si la vitesse du vent croît généralement avec l'altitude, cet accroissement est loin d'être régulier et que sa valeur moyenne est extrêmement variable d'un jour à l'autre.

Nous nous sommes demandés s'il était possible d'établir une relation entre l'allure des profils et l'extension horizontale et verticale des mouvements ondulatoires (Fig.66 et 67). La première remarque qu'il convient de faire est qu'à des ensembles nuageux d'extension semblable peuvent correspondre des profils de vent très différents : profils du 14.12.66 et du 5.12.66 de la figure 67-a, profils du 22.12.66 et du 16.03.68 de la fig.67-c, ou encore du 29.12.66 et du 6.01.67 de la figure 66-d. Le premier profil cité montre en particulier que l'on peut avoir de grandes extensions horizontales avec un vent croissant peu en moyenne avec l'altitude.

De nombreux profils présentent entre 6 et 10 km un important cisaillement (discontinuité du gradient de vitesse) correspondant à la présence d'un courant jet. A ces profils correspondent indifféremment des ensembles nuageux de grande moyenne ou faible extension : 5.12.66 (Fig.67-a) et 16.03.68 (Fig.67-c) ; 19.03.67 (Fig.66-g), 28.12.66 (Fig.66-e) et 30.12.66 (Fig.66-c).

Nous retrouvons donc ici le même résultat que celui obtenu par une méthode différente au §.III.111 (Influence des courants-jets sur l'extension horizontale des nuages en bandes).

Les ondes de grande extension horizontale ne semblent donc pas devoir être reliées à l'existence

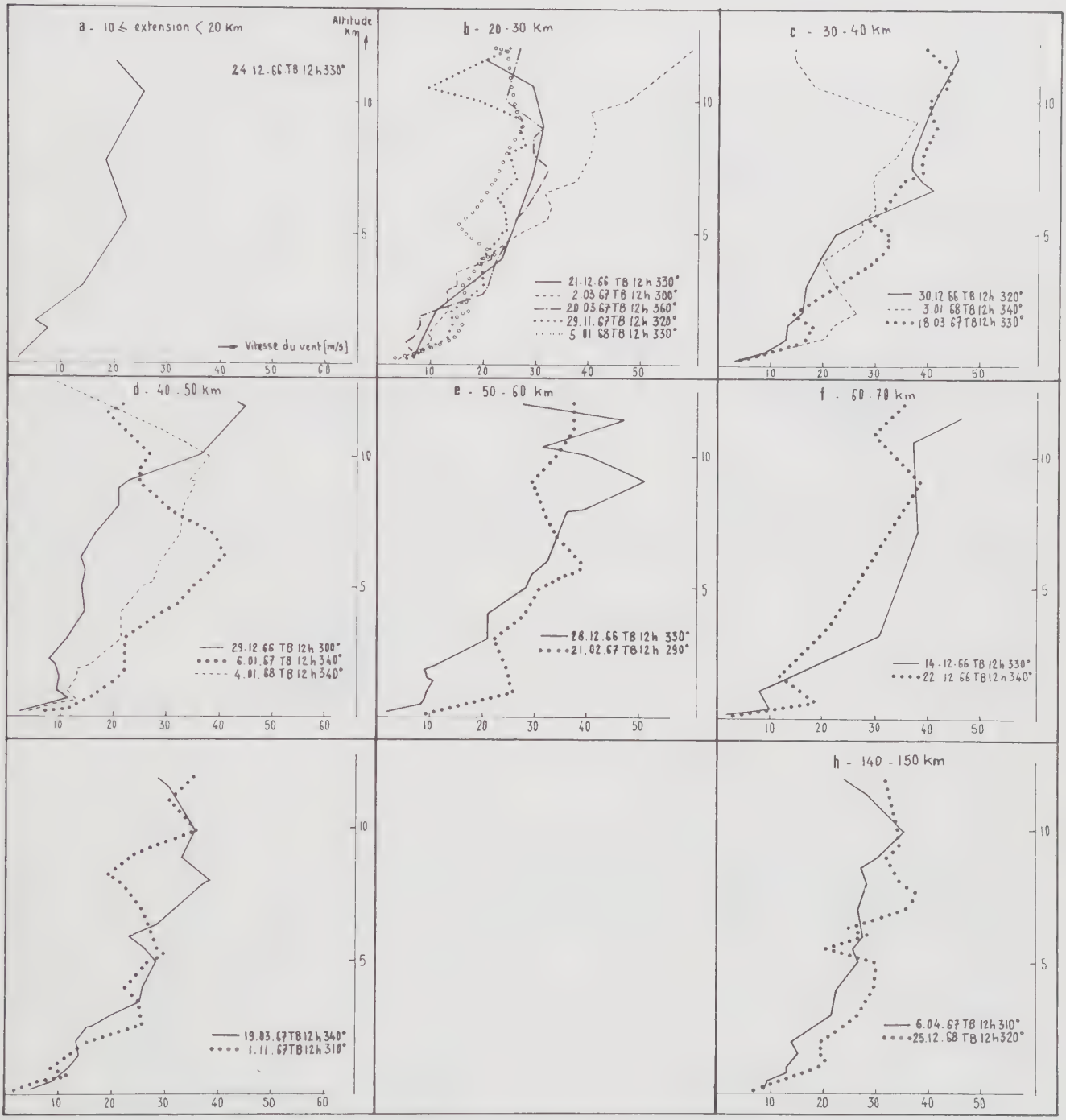


Fig.66- Profils des vents et extension horizontale des nuages en bandes dans la région du Bas - Languedoc

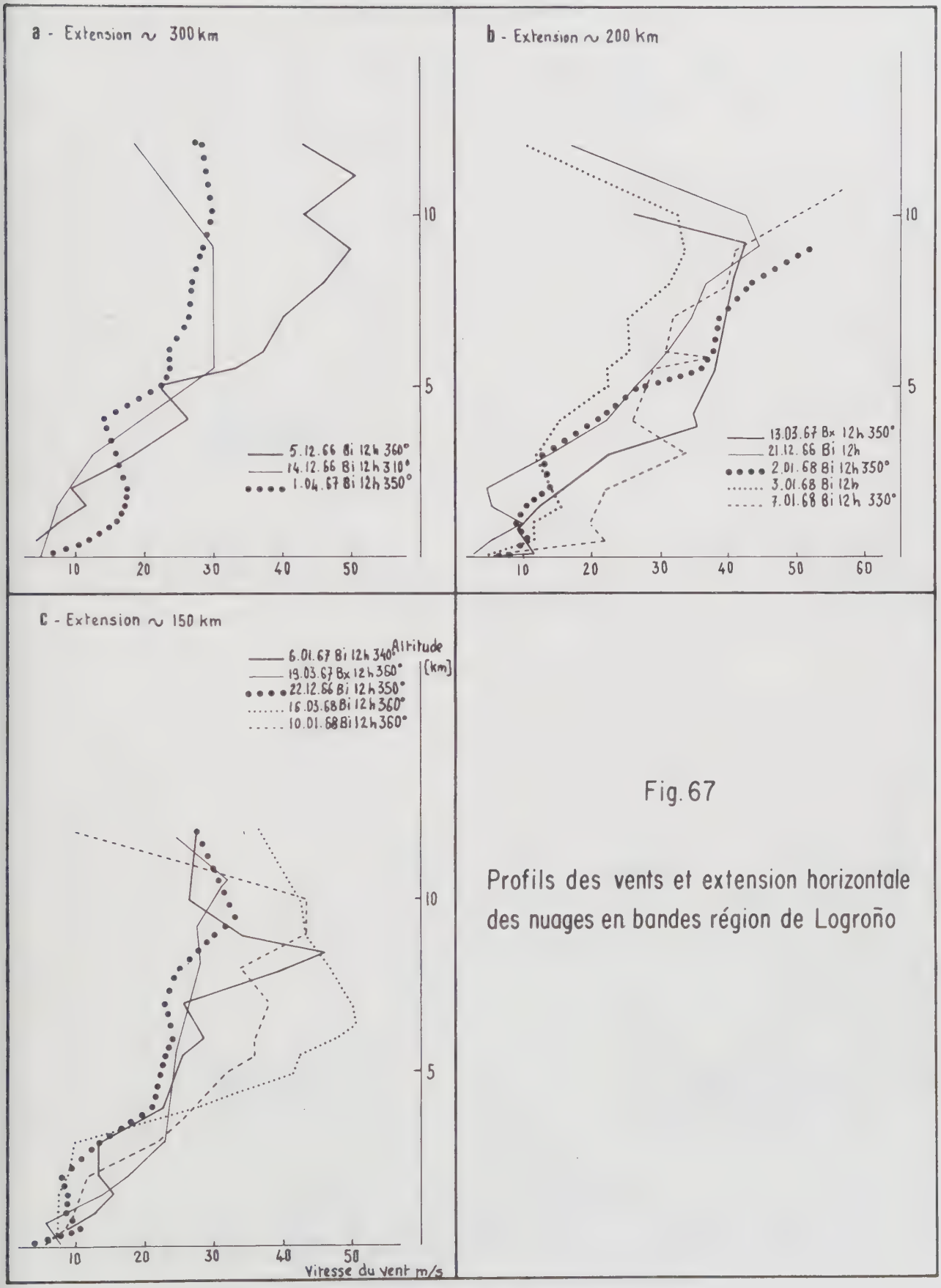


Fig. 67

Profils des vents et extension horizontale des nuages en bandes région de Logroño

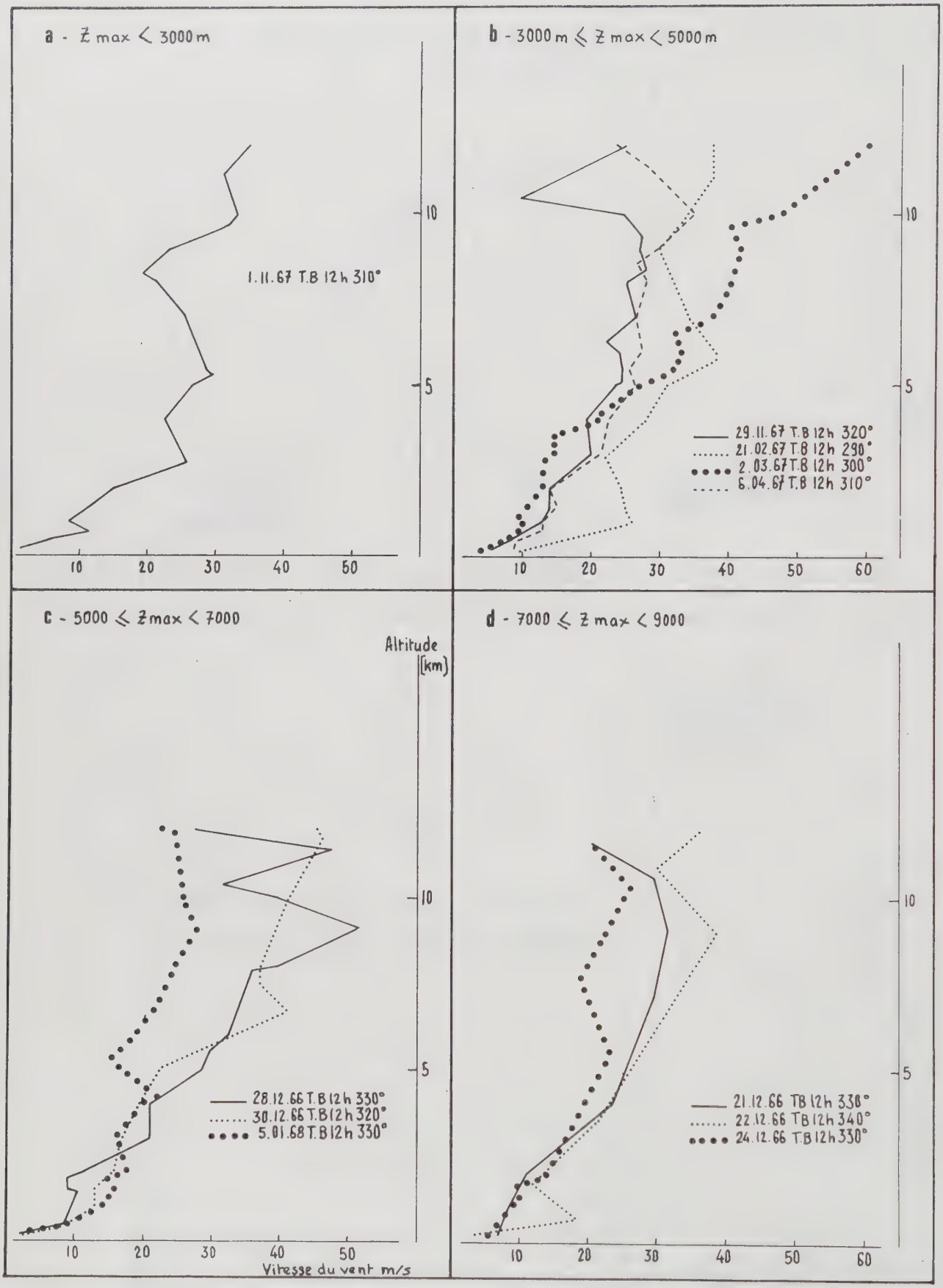


Fig.68 - Profils des vents et altitudes maximales atteintes par les planeurs (région de Béziers)

d'un profil de vent du type double courant de COUETTE*

Un autre classement des profils de vent a été fait en fonction, cette fois, de l'altitude maximale atteinte par les planeurs dans la région de Béziers.

Les altitudes les plus élevées qu' ont atteintes les planeurs (8600 m et 8950 m) correspondent l'une à un profil de courant-jet (Fig.68-d : 22.12.66), l'autre à un profil assez irrégulier (Fig.68-d : 24.12.66), présentant un gradient vertical moyen relativement peu important (0,70 $m.sec^{-1}$ km^{-1} au-dessus de 2000 m, valeur qui paraît faible comparée à celle de 1,4 $m.sec^{-1}$ km^{-1} donnée par LARSSON). Avec les données dont nous disposons, il ne semble donc pas que la valeur du gradient vertical, ni que l'existence d'un profil du type double courant de COUETTE aient une influence décisive sur l'extension verticale des mouvements ondulatoires**. Ces résultats demandent à être vérifié sur un plus grand nombre de cas ou à l'aide de mesures systématiques.

---

*double de courant de COUETTE : courant présentant une discontinuité du gradient vertical. Par exemple, vent croissant jusqu'à un certain niveau, puis décroissant ensuite.

**on remarquera que les profils du 22.12.66 et du 5.01.68 présentent, à une altitude inférieure à celle qu'ont atteinte les planeurs, une couche dans laquelle la vitesse du vent diminue de façon sensible (couche 5500-7700 m le 22.12.66, couche 4200-5300 m le 5.01.68). Ceci est apparemment en contradiction avec les résultats obtenus par N. GERBIER et M. BERENGER, dans les Basses Alpes Françaises. Leurs rapports indiquent en effet que "si, à un niveau déterminé, la vitesse du vent diminue fortement, la longueur d'onde diminue, puis le phénomène ondulatoire disparaît, ce qui constitue à ce niveau à une zone de limitation des ondes. Cette couche limite se manifeste par des ondes instables à courte période ($\lambda < 3$ km)". Il convient cependant de garder à l'esprit que les vols ont pu être effectués à une heure différente de celle du sondage de Toulouse-Blagnac et qu'au moment où ont eu lieu ces vols, il n'y avait peut être pas la diminution de vitesse que montrent les sondages de 12H (cette diminution de vitesse n'apparaît pas sur les sondages de 18H). Cet exemple précis montre bien qu'il n'est pas possible de s'attacher à des variations d'aussi petite échelle et qu'il serait en particulier très illusoire d'essayer d'évaluer, à partir des sondages réels, les termes $\left[\frac{u'}{u}\right]$ et $\left[\frac{u''}{u}\right]$ du paramètre de Scorer (cf. partie II ch.III).

III.1.4.4. Espacement des bandes nuageuses, force du vent et stabilité statique moyenne :

Plusieurs auteurs ont montré, soit expérimentalement, soit théoriquement que la longueur d'onde des mouvements ondulatoires atmosphériques dûs au relief croît linéairement avec la vitesse moyenne du vent dans la troposphère.

Ainsi, en analysant les variations du taux de montée d'environ 1500 ballons de radiosondage, CORBY* a trouvé que pour les 26 cas où il avait pu obtenir une bonne estimation de la longueur d'onde horizontale λ des ondes de relief, celle-ci pouvait être reliée à la vitesse moyenne** V_m du vent dans la troposphère par l'équation suivante :

$$\lambda_{km} = 0{,}585\ V_{m_{[m/s]}} - 2{,}8 \qquad (16)$$

Le coefficient de corrélation obtenu étant de 0,91, la relation (16) semble devoir permettre de prévoir la longueur d'onde d'un système ondulatoire, à partir de la seule vitesse du vent. Une justification théorique de ce résultat expérimental a été donnée par ALAKA***, à partir des travaux de SCORER. Ceux-ci indiquent que la longueur d'onde d'un système ondulatoire déterminé est nécessairement comprise entre les valeurs extrêmes du rapport $\frac{2\pi}{\sqrt{F(z)}}$ où $F(z)$ est le paramètre de SCORER****.

Désignons respectivement par m et M le minimum et le maximum de $F(z)$, alors, la longueur d'onde λ sera

---

* CORBY 1957 Q.J.R.M.S.

** vent moyen calculé dans la tranche atmosphérique utilisée pour l'estimation de la longueur d'onde horizontale

*** ALAKA (1958)

**** voir conventions, notations et partie II, chap.III.

comprise entre $\frac{2\pi}{\sqrt{M}}$ et $\frac{2\pi}{\sqrt{m}}$.

Si l'on ne conserve que le premier terme du paramètre de Scorer, celui-ci prend la forme simple suivante :

$$F(z) = \frac{g\bar{\beta}}{\bar{u}^2} \quad \text{où } \bar{\beta} \text{ et } \bar{u}$$

sont respectivement la stabilité statique et la vitesse du vent au niveau z et à l'infini amont, et g l'accélération de la pesanteur, considérée ici comme une constante.

Comme l'indique ALAKA, si la stabilité statique $\bar{\beta}$ varie souvent de façon appréciable sur de faibles épaisseurs atmosphériques, il n'en est pas de même de la stabilité statique moyenne (β_m) de l'ensemble de la troposphère dont la valeur reste le plus souvent sensiblement constante d'un jour à l'autre. Dans ces conditions, la longueur d'onde qui doit être comprise entre $\frac{2\pi}{\sqrt{g\beta_m}} \cdot \bar{U}_{min.}$ et $\frac{2\pi}{\sqrt{g\beta_m}} \cdot \bar{U}_{max.}$

peut être considérée comme proportionnelle à la valeur moyenne V_m du vent troposphérique :

$$\text{Soit } \lambda = \frac{2\pi}{\sqrt{g\ \beta_m}} \cdot V_m \quad \text{ou encore}$$

$$\lambda = kV_m \text{ avec } k = \frac{2\pi}{\sqrt{g\beta_m}} = C^{te}$$

Si l'on prend le cas d'une atmosphère présentant un gradient de température de 0,006 deg/m, on obtient la relation $\lambda = 0{,}5\ V_{m\,[m/s]}$, très proche de celle de CORBY, bien que cette dernière ne soit pas nulle pour $V_m = 0$.

Dans une étude théorique parue en 1960, SAWYER* démontre que plusieurs longueurs d'ondes peuvent simultanément exister sous le vent d'un relief et que, dans ce cas, la plus courte d'entre elles -celle qui correspond aux longueurs d'ondes observées dans les basses couches- vérifie la relation de CORBY**.

Ces résultats ont suggéré à S. FRITZ, l'idée d'essayer de déduire la vitesse du vent moyen dans la troposphère, de l'espacement des bandes nuageuses visibles sur les photographies de satellites.*** Quatre cas de nuages à structure ondulatoire ont été examinés. Pour trois d'entre eux, la vitesse moyenne du vent calculée entre les niveaux 850 et 200 mb et la longueur d'onde mesurée sur les photographies sont en bon accord avec les résultats de CORBY. Le quatrième, par contre, fournit un point assez éloigné de la droite de CORBY et l'auteur démontre que si l'on admet que l'équation $\lambda = kV_m$ donne une représentation satisfaisante des résultats de CORBY, cet écart peut être attribué à une stabilité statique moyenne beaucoup plus faible ($\beta_m = 0{,}98.10^{-5}\ m^{-1}$) que celle des trois autres cas ($\beta_m = 1{,}47.10^{-5}\ m^{-1}$).

S. FRITZ fait également remarquer que ses trois premiers points qui correspondent à des longueurs d'ondes comprises entre 19 et 21 km, se placent -comme d'ailleurs la plupart des points de CORBY relatifs aux grandes longueurs d'ondes (λ > 16 km)- à gauche (cf. figure 69) de la droite de régression calculée par CORBY. Il suggère qu'un meilleur ajustement pourrait

---

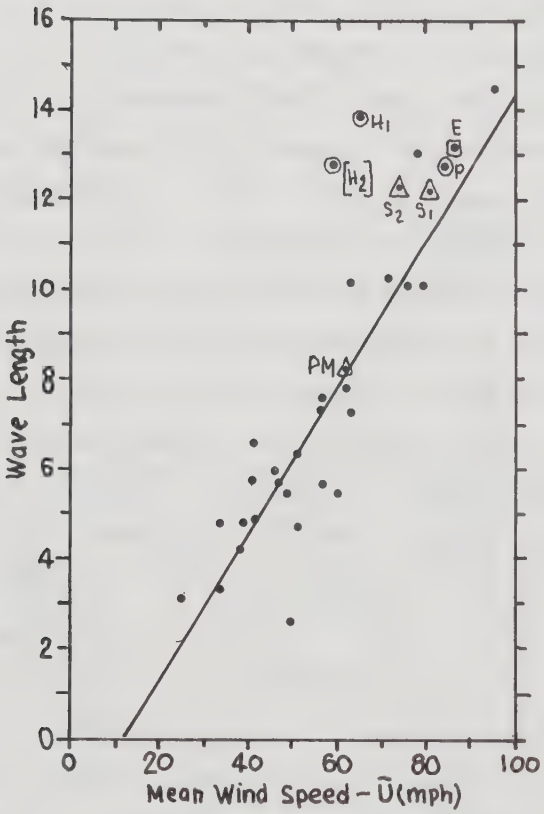
*SAWYER (1960)

**la relation donnée par SAWYER comme étant celle de CORBY en est en fait légèrement différente. La droite de SAWYER a en effet pour équation $\lambda_{km} = 0{,}7356\ V_m - 3{,}816$ [m/s] où V_m est le vent moyen calculé entre 0 et 12 km.

***FRITZ (1965)

FIG.69

COMPARAISON DES RESULTATS DE S. FRITZ ET DE CORBY (figure extraite de : "Significance of mountains lee waves as seen from satellite pictures", S. FRITZ, J.A.M. Feb.1965)



Légende : les résultats représentés par les points et la droite de régression constituent le graphique donné par CORBY en 1957. Tous les autres symboles correspondent aux mesures de S. FRITZ. Dans ce cas la vitesse moyenne du vent a été calculée entre 850 et 200 mb. S. FRITZ explique l'écart de points H_1 et H_2 à la droite de CORBY par le fait que la stabilité statique moyenne relative à ces 2 points est beaucoup plus faible que celle des 3 autres cas étudiés.

être obtenu en prenant, soit une droite de pente plus forte≠, soit une courbe ; alors, à condition que la stabilité statique moyenne relative au cas considéré soit voisine de la normale, ce nouveau graphique pourrait fournir une bonne estimation du vent moyen dans la troposphère, à partir de la mesure des longueurs d'ondes sur les photographies de satellite.

Disposant d'un assez grand nombre de cas de nuages à structure ondulatoire, il nous a paru intéressant :

- d'une part, de comparer les vitesses moyennes du vent réellement observées dans l'atmosphère à celles déduites de la relation de CORBY après mesure des longueurs d'ondes sur les photographies de satellites;
- d'autre part d'essayer de vérifier les hypothèses de S. FRITZ sur le rôle de la stabilité statique moyenne.

III.1.4.4.1. Longueurs d'ondes et vitesse moyenne du vent :

Pour cette étude nous avons utilisé les cas de nuages à structure ondulatoire observés dans la région du Bas Languedoc et dans ce-le de LOGROÑO. Le choix de ces derniers semblait particulièrement indiqué, car, outre leur nombre, ils présentent l'avantage de posséder, avec le radar vent de Biarritz, un sondage amont très représentatif par situation NW à N.

≠ W. GEORGI (1967) fait état d'une relation linéaire : $\lambda_{km} = 0{,}67\ V_{m/s}$ permettant de relier la longueur d'onde à la vitesse moyenne du vent dans les couches atmosphériques où l'écoulement est laminaire (couche située au-dessus du maximum de F(z)).

En ce qui concerne la région de la Montagne Noire et de l'Espinouse, ce sont les mesures de vent effectuées, par radar également, à la station de Toulouse Blagnac qui ont été utilisées.

Le calcul du vent moyen U_m (composante normale aux bandes) a été effectué entre O et, si possible 12 km, en appliquant la formule suivante :

$$V_m = \frac{\sum_{i=0}^{i=n} \Delta h_i \, \frac{U_{i+1} + U_i}{2}}{\sum_{i}^{n} \Delta h_i}$$

où U_i est la vitesse du vent à l'altitude h_i
et $\Delta h_i = h_{i+1} - h_i$.

L'ensemble des cas relevés sur les deux régions considérées a fourni 33 points* (cf. figure70). La plupart des longueurs d'ondes correspondantes étant inférieures à 18 km, nous avons cherché à compléter notre graphique vers les grandes longueurs d'ondes, en y ajoutant 12 points relatifs à des cas de nuages en bandes observés sur les Iles Britanniques (Ecosse, Irlande), dans la région du Mont Lozère et de Valence France), en aval de la Cordillère Cantabrique et de la Sierra de Guadarrama, sur la Sardaigne et en Tunisie (cf. tableau 16a).

Le nuage de points ainsi obtenu, de forme elliptique, fait apparaître une augmentation de la

---

* tous les cas de nuages en bandes visibles sur ces régions n'ont pu être exploités, soit par manque des données de vent, soit par l'impossibilité de faire une évaluation suffisamment précise de la longueur d'onde.

CAS	DATE	Heure de la photo	Région	V réel [m/s]	λ [km]	V_m (comp norm) [m/s]	dd [°]	Sondage
1	5-12-66	11h19	Pampelune	33,3	18,3	32,95	360	Bi-12h
2	13-03-67	10h35	"	36,6	11,9	29,48	350	Bx-12h
3	14-12-66	11h40	"	22,8	11,4	22,53	310	Bi-12h
4	16-03-68	10h38	"	33,8	18,2	32,4	360	Bi-12h
5	3-01-68	10h37	"	23,7	14,5	20,6	340	Bi-12h
6	10-01-68	11h08	"	29,3	15	28,1	360	"
7	6-01-67	11h20	"	25,8	13,2	25,3	340	"
8	19-03-67	10h19	"	24,2	11,8	23,7	360	Bx-12h
9	1-04-67	10h26	"	25,8	16,1	25,8*	350	Bi-12h
10	2-01-68	9h44	"	29,1	16,7	26,4(9km)	350	"
11	7-01-68	10h23	"	33	17,8	32,5(10,8)	330	"
12	21-12-66	11h22	"	25,9	11,9	24,9	360	"
13	22-12-66	10h49	"	21,98	10,75	21,88	350	"
14	14-12-66	11h40	Béziers		20,4	31,5(11,7)	330	TB-12h
15	21-12-66	11h18	"	26,3	12	23,1(11,6)	330	"
16	22-12-66	10h52	"	28,6	13,5	26,6	340	"
17	24-12-66	11h29	"	18,3	10	17,3(11,4)	330	"
18	28-12-66	10h58	"	31,3	12,5	29,2	330	"
19	29-12-66	10h27	"	22,9	11,2	19,85	300	"
20	30-12-66	11h41	"	29,8	12,7	29,3	320	"
21	6-01-67	11h17	"	26,1	16,2	25,8	340	"
22	21-02-67	10h09	"	30,5	14,4	29,9	290	"
23	2-03-67	9h49	"	31,35	14	30,97	300	"
24	18-03-67	9h47	"	34,4	15	30	330	"
25	19-03-67	10h19	"	27,64	14,4	26,2	340	"
26	20-03-67	10h54	"	25,4	14,3	23,15	360	"
27	6-04-67	9h35	"	25,4	12,7	24,74	310	"
28	1-11-67	11h18	"	24,4	12,3	23,8	310	"
29	29-11-67	9h59	"	21,31	13,7	20,19	320	"
30	3-01-68	10h37	"	27,2	10,7	25,1	340	"
31	4-01-68	9h36	"	27,1	14,8	24,9	340	"
32	5-01-68	10h30	"	21,2	13	20,43	330	"
33	25-12-68	11h09	"	29,6	17	27,9**	320	"
A	13-12-66	12h13	Espagne NW		13,2	19,3***(9,2)	320	Ma-12h
D	5-01-67	11h51	Guadarrama		19	25,9**(7,2)		LC-12h
D'	5-01-67	11h51	Cord.Cantab.		12,5	25,9		"
E	22-12-66	10h52	Iles Britan.		18,5	24,5*	320	Alder-12h
E'	" "	"	"		12	24,5*	310	"
G	21-12-66	11h25	"		21	35,5*	330	"
I	14-12-66	9h56	Gafsa		17,8	30,2*	320	Gafsa-12h
J	" "	9h56	Sardaigne		17, 7	26,05*	310	Ajaccio-12h
K	3-01-68	10h40	Irlande		19,3	27,9 (11,3)	330	Val.-12h
L	19-03-67	10h19	Valence(Fr)		22	30,97	360	Lyon-12h
M	" "	"	Aigoual		17,3	29,71	360	Ni-12h
N	20-03-67	10h54	Aigoual		19,2	30,6	360	"

* interpolé d'après les cartes
** Ma-12h ne dépassait pas 7200 m
*** LC-12h aurait été préférable, mais ne dépassait pas 4200 m

(10,8)=Vm calculé sur 10,8 km au lieu de 12

TABLEAU 16-a : Cas de nuages en bandes utilisés pour le calcul des droites de régression

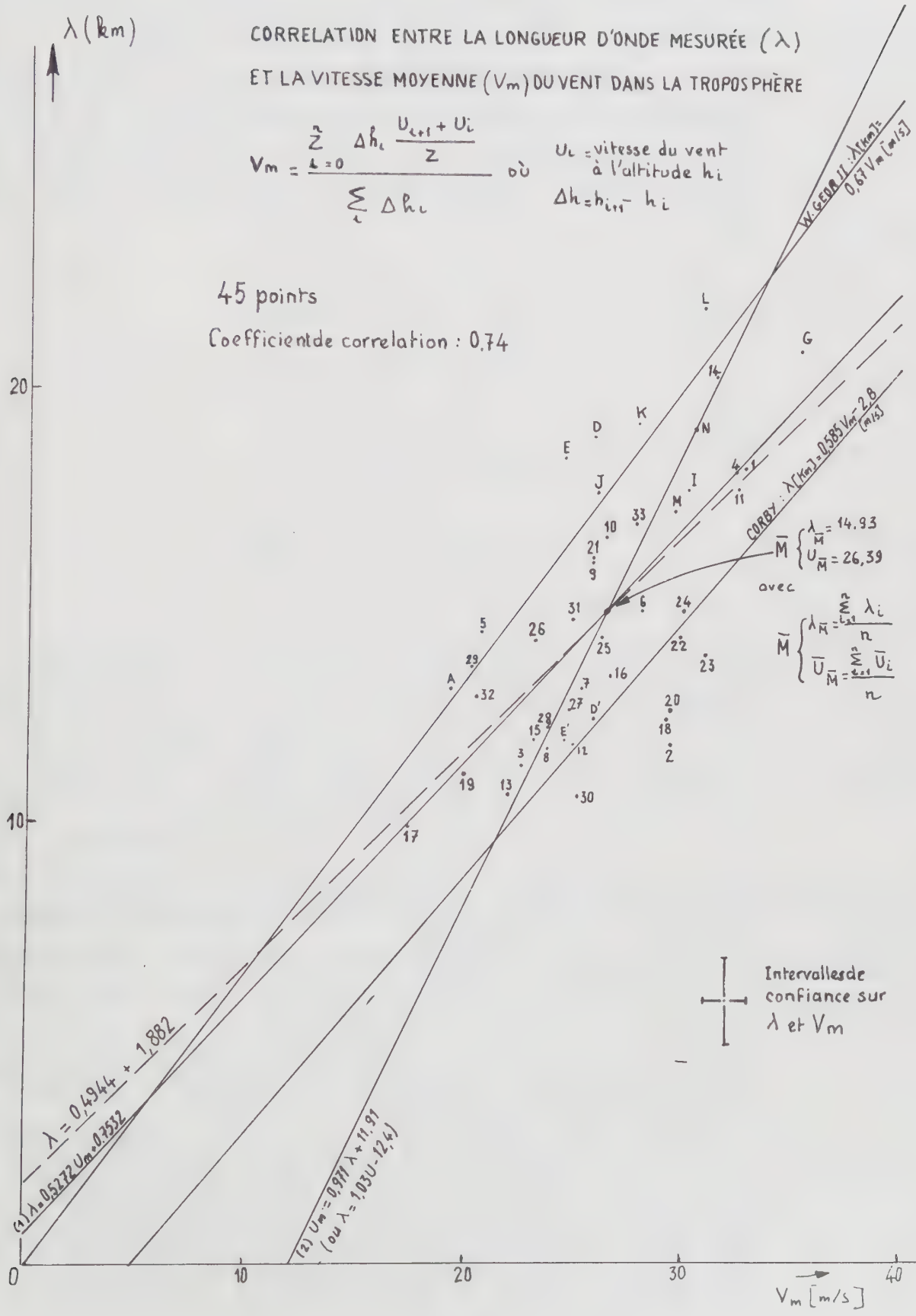

λ (km)
CORRELATION ENTRE LA LONGUEUR D'ONDE MESURÉE (λ)
ET LA VITESSE MOYENNE (Vm) DU VENT DANS LA TROPOSPHÈRE
$V_m = \frac{\sum_{i=0}^{z} \Delta h_i \frac{U_{i+1} + U_i}{2}}{\sum_i \Delta h_i}$ où U_i = vitesse du vent à l'altitude h_i
$\Delta h = h_{i+1} - h_i$
45 points
Coefficient de corrélation : 0,74
W. GEDAR II : λ[km] = 0,67 Vm [m/s]
CORBY : λ[Km] = 0,585 Vm - 2,8 [m/s]
$\bar{M}$ { $\lambda_{\bar{M}} = 14,93$; $U_{\bar{M}} = 26,39$
avec
$\bar{M}$ { $\lambda_{\bar{M}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \lambda_i}{n}$; $\bar{U}_{\bar{M}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \bar{U}_i}{n}$
Intervalles de confiance sur λ et Vm
(1) λ = 0,4944 + 1,882
λ = 0,5272 Um + 0,7532
(2) Um = 0,911 λ + 11,91
(ou λ = 1,03U - 12,4)
Vm [m/s]
0
10
20
30
40

Fig. 70

longueur d'onde lorsque croît la force du vent, mais il se situe presque en totalité au-dessus de la droite de CORBY et au-dessous de celle de W. GEORGI.

Pour ces 45 points, nous avons calculé, par la méthode des moindres carrés, les droites de régression de la variable λ par rapport à la variable U_m et réciproquement. Les équations de ces droites sont les suivantes :

Droite d'estimation de λ en U_m :

$$(17) \quad \lambda_{[km]} = 0,5372\ U_{m\,[m/s]} + 0,7532$$

Droite d'estimation de U_m en λ :

$$(18) \quad U_{m\,[m/s]} = 0,971\ \lambda_{[km]} + 11,91$$

En fait, seule la première de ces deux droites doit être prise en considération, car si l'on peut admettre que la longueur d'onde peut être une fonction de la vitesse du vent, la proposition inverse ne se justifie pas. Néanmoins, l'écart angulaire de ces droites montre que la corrélation entre les variables considérée est faible. En effet, le coefficient de corrélation r qui, par définition est égal à la racine carrée arithmétique du produit des deux droites de régression a pour valeur 0,72*. Il est plus faible que celui trouvé par CORDY

---

*les calculs dont nous donnons ci-dessus les résultats ont été effectués à l'aide d'une machine à calculer électronique de bureau.
La droite d'estimation de λ en U_m a été calculée par la suite à l'aide d'un ordinateur. L'équation ainsi obtenue (λ = 0,4944 V + 1,882) est très légèrement différente de celle que nous avions précédemment trouvée. Le coefficient de corrélation est également plus faible : r = 0,67. La droite obtenue à l'aide de l'ordinateur est indiquée en tiretés sur le graphique.

pour 26 cas seulement, il faut le remarquer. Ce résultat est peut être en partie explicable par le fait que CORBY avait, grâce à sa méthode d'expérimentation, une mesure simultanée de la longueur d'onde et de la vitesse du vent. En ce qui concerne les données que nous avions à notre disposition, une telle simultanéité n'a généralement pu être obtenue car, à de rares exceptions près, l'heure de passage du satellite ne coïncide pas avec celle des radio sondages du réseau météorologique. En outre les stations qui nous ont fourni la mesure du vent en altitude se trouvaient, le plus souvent, à quelque distance des nuages étudiés. Ces données sont donc peut-être, malgré le soin apporté au choix du sondage de vent, moins représentatives que celles utilisées par CORBY.

Mais le coefficient de corrélation que nous avons obtenu peut également être l'indice de l'intervention d'un ou plusieurs paramètres variables, dans la relation qui existe entre la longueur d'onde et la vitesse moyenne du vent. Comme le suggère S. FRITZ à partir d'un exemple précis, la stabilité statique moyenne est susceptible, si elle s'écarte sensiblement de sa valeur "normale" de constituer l'un de ces facteurs.

III.1.4.4.2. Influence de la stabilité statique moyenne β_m :

L'hypothèse de S. FRITZ sur le rôle de la stabilité statique moyenne revient à considérer que la longueur d'onde est une fonction des deux variables V_m et β_m.

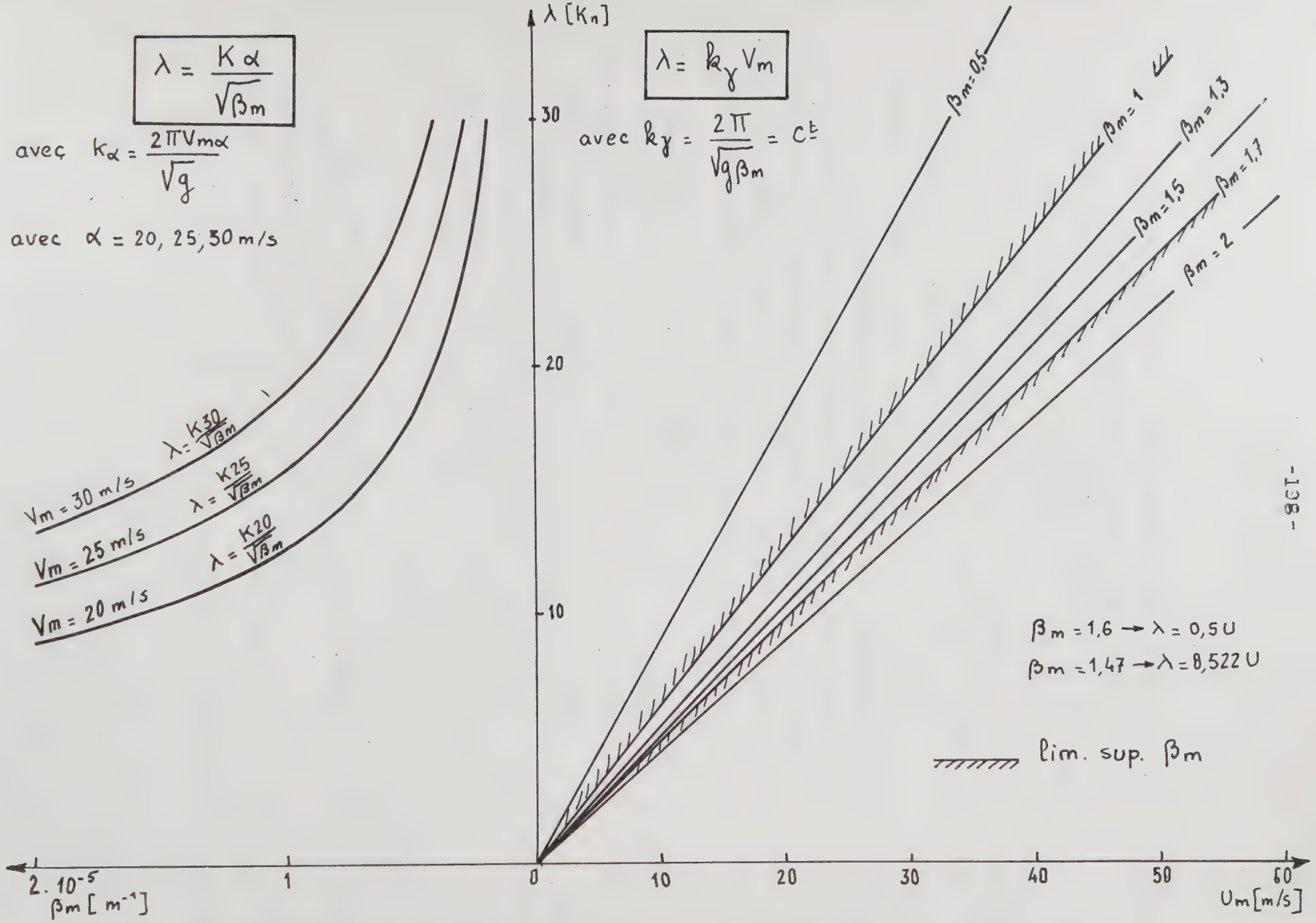


Fig. 71 - L'HYPOTHÈSE DE S. FRITZ REVIENT A CONSIDERER QUE $\lambda = f(V_m, \beta_m)$

Pour β_m = constante, λ est fonction linéaire de U_m ($\lambda = bVm$) et à $V_m = C\frac{t}{}$, λ est fonction hyperbolique de β_m ($\lambda = k\sqrt{\beta_m}$), ce que nous avons représenté graphiquement sur la figure (71). Pour essayer de le vérifier, nous avons calculé la stabilité statique moyenne pour plusieurs cas de nuages à structure ondulatoire présentant la même valeur de la vitesse moyenne du vent. Ces calculs ont été faits pour quatre valeurs particulières de V_m : 20, 25, 26 et 30 m/s.

Les radio sondages pris en considération ont été choisis après une analyse soigneuse de la situation météorologique correspondant à chacun des cas étudiés, et en tenant compte, notamment, des cartes masses d'air.

Pour les nuages à structure ondulatoire observés sur le Bas Languedoc, c'est le sondage de Nîmes, à 12h TU qui a été le plus souvent retenu. Dans quelques cas cependant, lorsque la carte masses d'air mettait en évidence la présence d'une limite de masses d'air entre Nîmes et la zone étudiée, nous avons été amenés à prendre le sondage effectué à Bordeaux, à OOh TU.

En ce qui concerne la région de Logroño, les radio sondages de Bordeaux à OOh et de Madrid à 12h fournissent en général une assez bonne représentation de la masse d'air qui a traversé la zone étudiée, au cours de la matinée. Mais là encore, l'examen des cartes masses d'air nous a parfois amenés à opter pour le sondage de Bordeaux à 12h . Dans quelques cas nous avons dû éliminer un sondage qui ne nous paraissait pas représentatif..

Dans le tableau 16b sont indiqués pour chacun des cas, les sondages utilisés.

La stabilité statique moyenne de la troposphère a été calculée entre le niveau du sol et celui de la tropopause (niveau déterminé d'après la courbe altimétrique du jour), de la façon suivante :

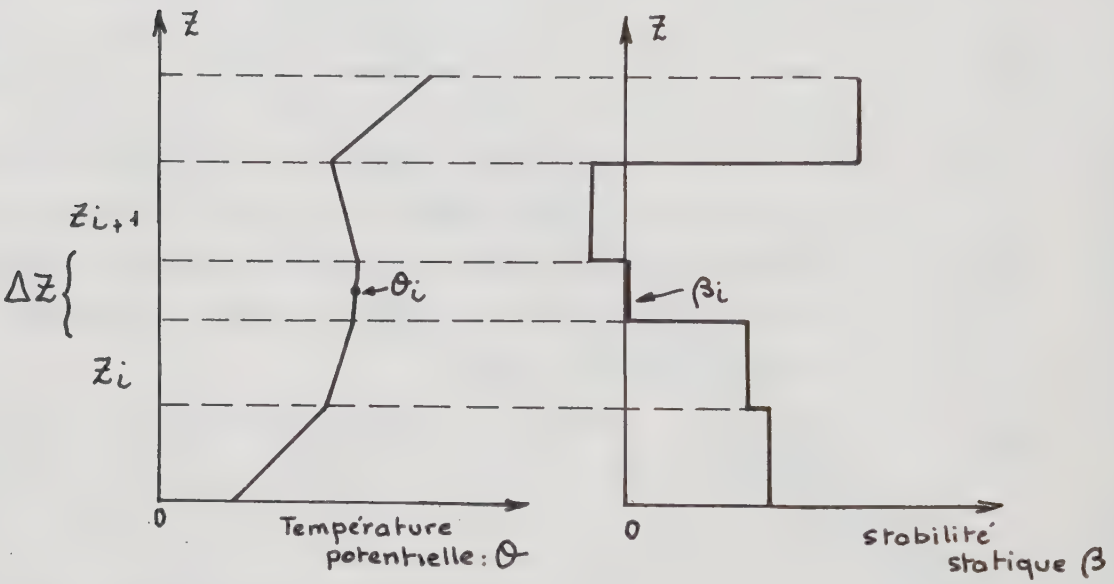


FIG.- 72

Soit $\beta_i = \frac{1}{\theta_2} \frac{d\theta}{dz}$ la stabilité statique de la couche atmosphérique dont les surfaces inférieure et supérieure sont respectivement situées à l'altitude z_i et $z_i + \Delta z$, couche dont la température potentielle moyenne est θ_i et $\frac{d\theta_i}{dz}$ le gradient vertical de température potentielle.

Nous avons appelé stabilité statique moyenne β_m de la troposphère, la valeur de β_m définie par la relation :

$$\beta_m = \frac{\sum_i \Delta z_i \beta_i}{\sum_i \Delta z_i} = \frac{\sum_i \frac{\Delta \theta_i}{\theta_i}}{\sum_i \Delta z_i}$$

DATE	CAS	LIEU	SONDAGE	β_m	λ
U=20 m/s					
29-12-66	19	Béziers	Nimes 12h	$1,21.10^{-5}$	11,2 km
5-01-68	32	"	"	"	13 km
13-12-66	A'	Espagne NW.	La Corogne 12h	$1,14.10^{-5}$	13,2 km
U=25 m/s					
6-01-67	7	Logroño	Madrid 12h	$1,49.10^{-5}$	13,2 km
21-12-66	12	"	Bordeaux 12h	$1,37.10^{-5}$	11,9 km
4-01-68	31	Béziers	Nimes 12h	$1,29.10^{-5}$	14,8 km
6-04-67	27	"	Bordeaux 00h	$1,39.10^{-5}$	12,7 km
3-01-68	30	"	Nimes 12h	$1,24.10^{-5}$	10,7 km
U=26 m/s					
22-12-66	16	Béziers	Nimes 12h	$1,39.10^{-5}$	13,5 km
19-03-67	25	"	"	$1,37.10^{-5}$	14,4 km
1-04-67	9	Logroño	Madrid 12h	$1,03.10^{-5}$	16,1 km
6-01-67	21	Béziers	Nimes 12h	$1,69.10^{-5}$	16,2 km
2-01-68	10	Logroño	Madrid 12h	~~β~~	16,7 km
			Bordeaux 00h	$1,24.10^{-5}$	
5-01-67	D'	Cord. Cant.	La corogne 12h	$1,43.10^{-5}$	19 km
	D	Guadarrama	Madrid 12h	$1,29.10^{-5}$	12,5 km
U=30 m/s					
13-03-67	2	Logroño	Madrid 12h	$1,24.10^{-5}$	11,9 km
28-12-66	18	Béziers	Nimes 12h	$1,35.10^{-5}$	12,5 km
30-12-66	20	"	"	$1,1 .10^{-5}$	11,7 km
21-02-67	22	"	"	$1,28.10^{-5}$	14,4 km
18-03-67	24	"	"	$1,48.10^{-5}$	15 km
19-03-67	M	Aigoual	"	$1,37.10^{-5}$	17,3 km
20-03-67	N	"	Lyon 12h	$1,29.10^{-5}$	19,2 km
Autres points					
22-12-66	13	Logroño	Bordeaux 00h	$1,42.10^{-5}$	10,7 km
21-12-66	15	Béziers	Nimes 12h	$1,26.10^{-5}$	12 km
22-12-66	E'	Iles Britan.	Shanwell 12h	$1,18.10^{-5}$	12 km
21-12-66	G	"	"	$1,36.10^{-5}$	21 km
19-03-67	L	Valence (Fr)	Lyon 12h	$1,43.10^{-5}$	22 km

TABLEAU 16-b Cas de nuages en bandes utilisés pour le calcul de β_m

($\Sigma \Delta z_i$ = altitude réelle de la tropopause).

Remarque : les niveaux z sont généralement différents des niveaux h où est donnée la mesure du vent.

Les résultats obtenus figurent dans le tableau 16 mais nous les avons également représentés graphiquement sur les figures 73-a,b,c,d, où ils sont portés en fonction de la longueur d'onde. Chaque point est identifié par le numéro ou la lettre qui lui a été affecté sur le graphique représentant les variations de λ en fonction de V_m (Fig-n°70). Les courbes

$$\lambda = \frac{K\alpha}{\sqrt{\beta_m}} \quad \text{où} \quad K = \frac{2\pi V_{m\alpha}}{\sqrt{g}}$$

sont celles de la figure 71 et indiquent ce que devrait être, pour vérifier l'hypothèse de S. FRITZ, la variation, pour $V_m = C^{te}$, de λ en fonction de β_m.
Sur l'ensemble des 22 points portés sur ces quatre graphiques, six seulement se placent très près des courbes théoriques. Il s'agit des points :

19 (graphique 73-a)
7 (" 73-b)
16, 25 et 9 (graphique 73-c)
24 (graphique 73-d)

Les seize autres sont situés à plus ou moins grande distance de celles-ci, soit au-dessus, soit au-dessous; pour les premières, la stabilité réellement observée est trop forte pour justifier la longueur d'onde mesurée sur les photographies de satellites ; pour les seconds, au contraire, elle est trop faible.

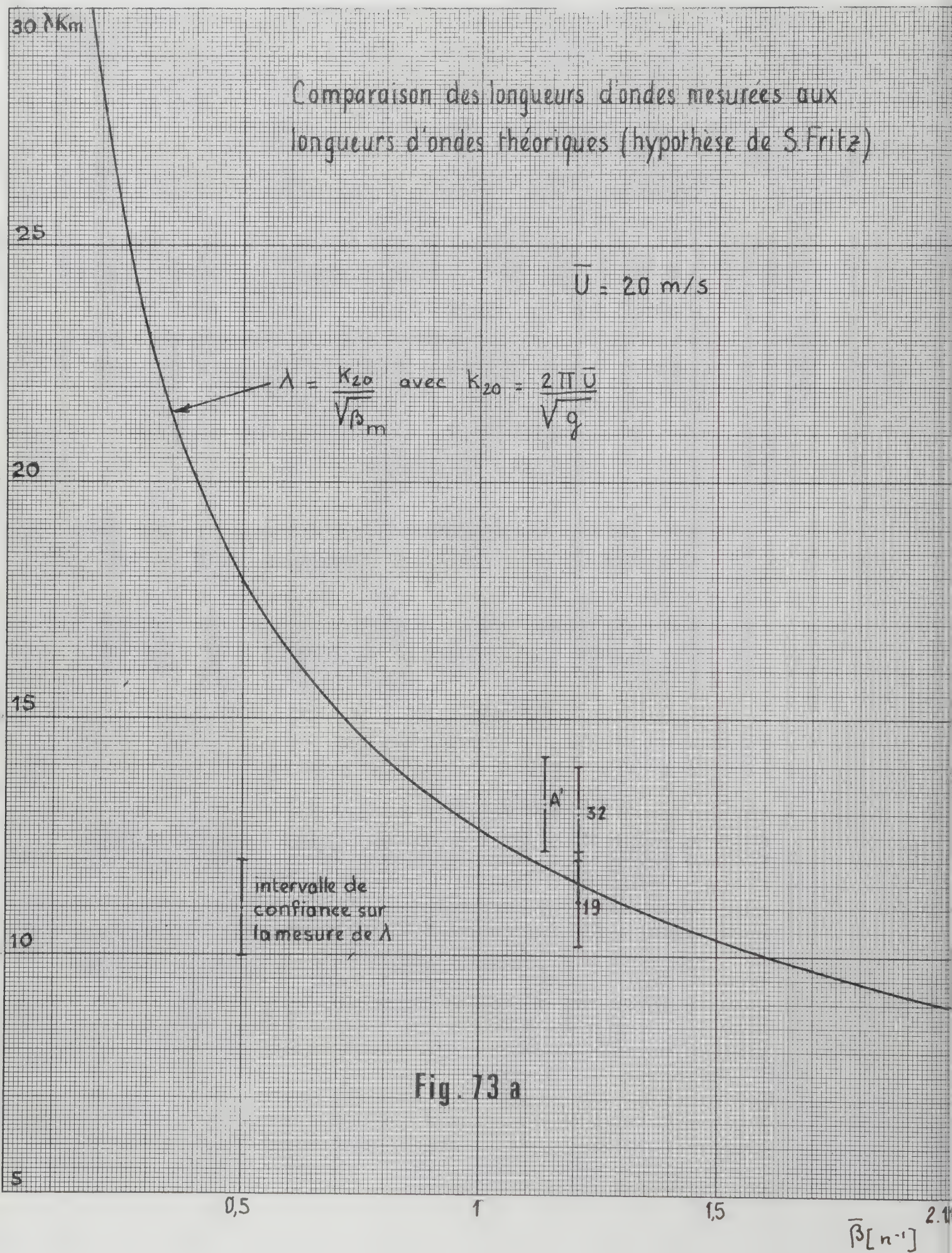

30 λKm
25
20
15
10
5
Comparaison des longueurs d'ondes mesurées aux longueurs d'ondes théoriques (hypothèse de S. Fritz)
$\bar{U}$ = 20 m/s
$\lambda = \frac{K_{20}}{\sqrt{\beta_m}}$ avec $K_{20} = \frac{2\pi\bar{U}}{\sqrt{g}}$
A'
32
19
intervalle de confiance sur la mesure de λ
0,5
1
1,5
2.1
$\bar{\beta}[n^{-1}]$

Fig. 73 a

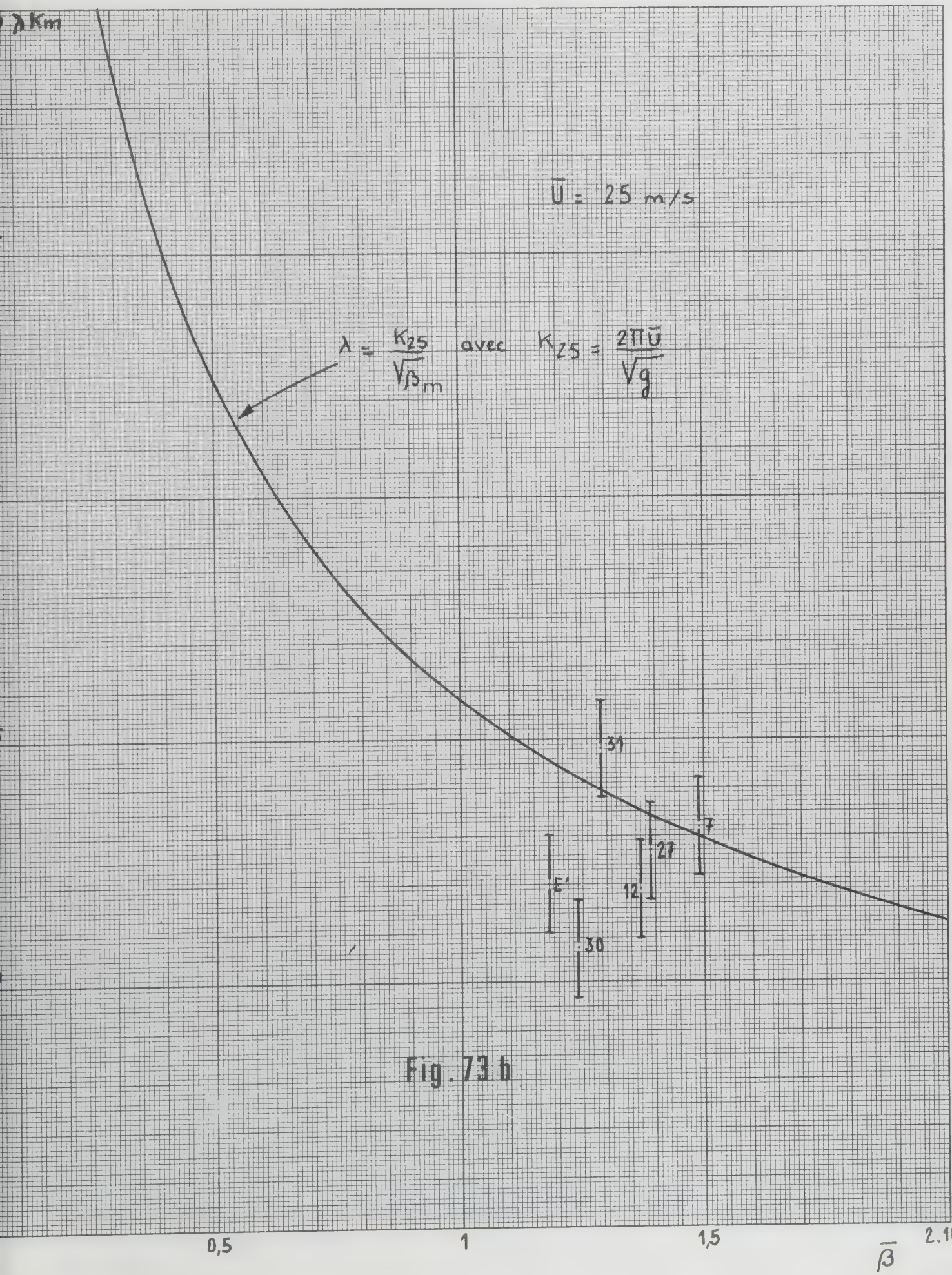


Fig. 73 b

LES PAPIERS CANSON France

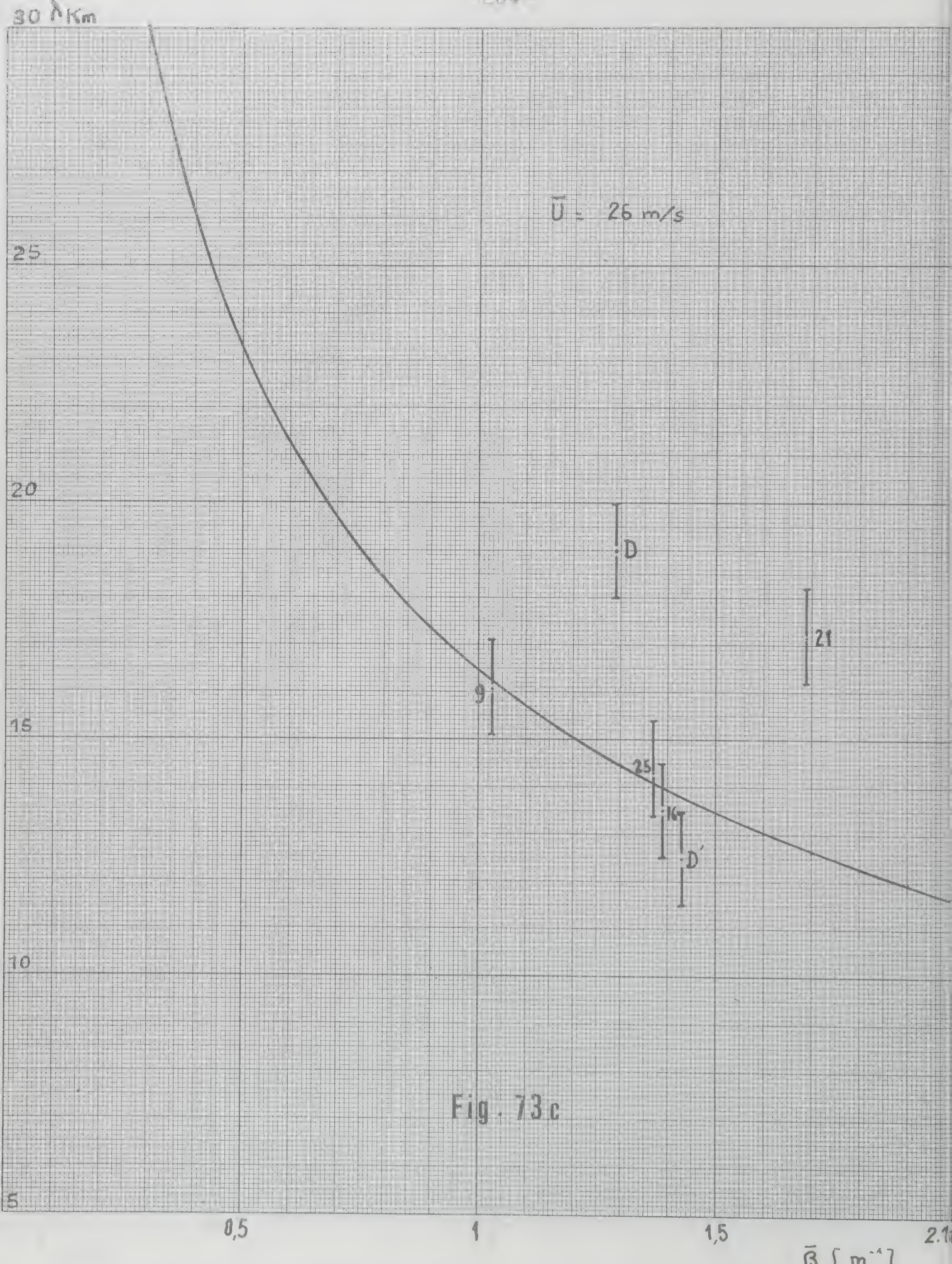


Fig. 73c

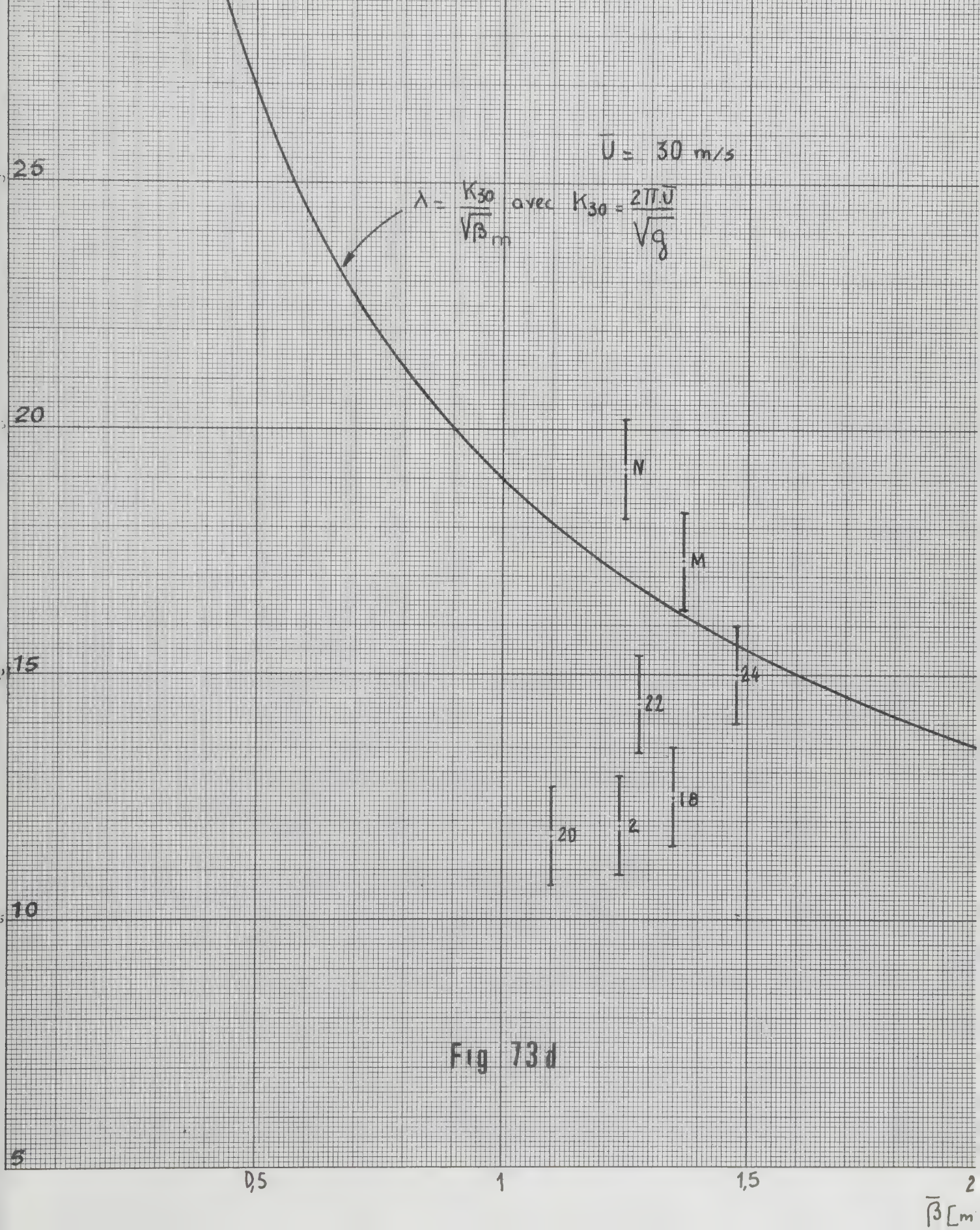
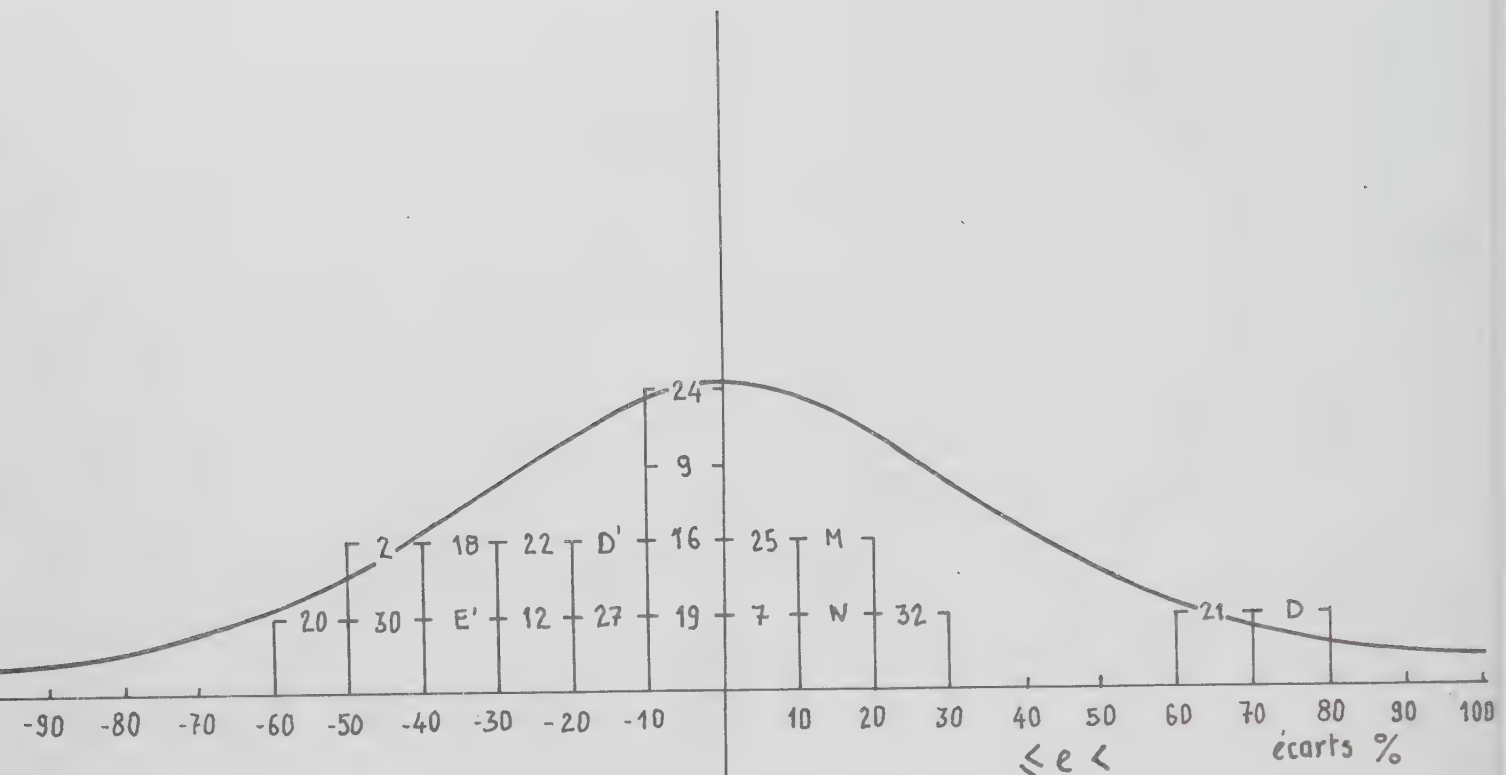

30 λ Km
25
20
15
10
5
$\bar{U}$ = 30 m/s
$\lambda = \frac{K_{30}}{\sqrt{\beta_m}}$ avec $K_{30} = \frac{2\pi.\bar{U}}{\sqrt{g}}$
N
M
24
22
20
2
18
0,5
1
1,5
2
$\bar{\beta}$ [m]

Fig 73 d



2ème QUADRANT

oints situés au dessous des courbes théoriques.

Il faudrait pour expliquer la longueur d'onde esurée, une stabilité supérieure de λ_0 à celle ui a effectivement été observée.

I^er QUADRANT

Points situés au dessous des courbes théoriques.

Il faudrait pour expliquer la longueur d'onde mesurée, une stabilité inférieure de λ_0 à celle qui a effectivement été observée.

HISTOGRAMME DES ECARTS AUX COURBES THEORIQUES $\lambda = \frac{K\alpha}{\sqrt{\beta m}}$

$$\text{écart} = \frac{\beta m \text{ réel} - \beta m \text{ théorique}}{\beta m \text{ théorique}}$$

à $\lambda = C^{te}$

Fig. 74

Nous avons calculé les écarts (en pour cent) de ces points aux courbes théoriques et en avons tracé l'histogramme (fig.74). Cette figure montre que la répartition des points de part et d'autre des courbes théoriques est approximativement symétrique non sur le plan numérique mais sur le plan des écarts. Cette distribution sensiblement normale constitue un élément positif en faveur de l'hypothèse de FRITZ sur la variation de λ en fonction de β moyen.

Cependant, six points seulement sur 22 -soit environ 27%- la vérifient avec une précision supérieure à 10% et 9, c'est-à-dire 41% des points, avec un écart de moins de 20%. Dans 59% des cas, l'écart est donc tel qu'il semble difficile d'expliquer les longueurs d'onde "anormales" par une stabilité statique moyenne faible ou forte. Mais, plus encore qu'en ce qui concerne les données relatives au vent moyen, il est possible de s'interroger sur la représentativité des radio sondages utilisés. Peut-être des radio sondages plus proches, dans l'espace et dans le temps, des phénomènes observés donneraient-ils des écarts moindres. Seule l'étude d'un plus grand nombre de cas, ou mieux encore, l'utilisation de sondages spécialement réalisés par l'étude de ce problème, pourrait-elle permettre de faire clairement ressortir le rôle de la stabilité statique moyenne.

III.1.4.4.3. Répartitions du vent moyen et de la stabilité statique

Histogramme des fréquences du vent moyen :

Les valeurs du vent moyen qui ont servi de base pour le calcul des droites de régression, sont com-

prises entre 17 et 35 m/s. Les plus fréquemment observées (cf. figure 76) se situent entre 22 et 32 m/s (80% des cas), avec un maximum aux environs de 25 m/s. Les cas de nuages à structure ondulatoire étudiés correspondent donc à des vitesses de vent relativement élevées, dont la valeur moyenne est très nettement supérieure aux valeurs de 15 à 20 m/s généralement adoptées dans ls modèles théoriques faisant l'hypothèse d'un vent constant.

Histogramme des fréquences de la stabilité statique moyenne :(Fig.76)

Cet histogramme, tracé pour 27 cas≠, fait apparaître un maximum assez marqué pour :

$$1{,}35.10^{-5}\ m^{-1} \leqslant \beta_m < 1{,}45.10^{-5}\ m^{-1}$$

Les valeurs extrêmes obtenues sont $\beta = 1{,}03.10^{-5}\ m^{-1}$ et $\beta = 1{,}69.10^{5} m^{-1}$. La stabilité statique moyenne qui ressort le plus fréquemment de nos calculs est donc très voisine de la valeur $1{,}47.10^{-5}\ m^{-1}$ indiquée par S. FRITZ comme étant la valeur "normale" de la stabilité statique moyenne. Elle est inférieure à la valeur de $1{,}6.10^{-5}\ m^{-1}$ assez souvent admise dans les modèles théoriques faisant l'hypothèse d'une stabilité statique constante.

≠ au 22 valeurs de β_m calculées pour l'étude de l'influence de la stabilité statique moyenne sur la longueur d'onde ont été rajoutées quelques valeurs complémentaires correspondant à des points très proches de l'une ou l'autre des deux droites de régression obtenues.

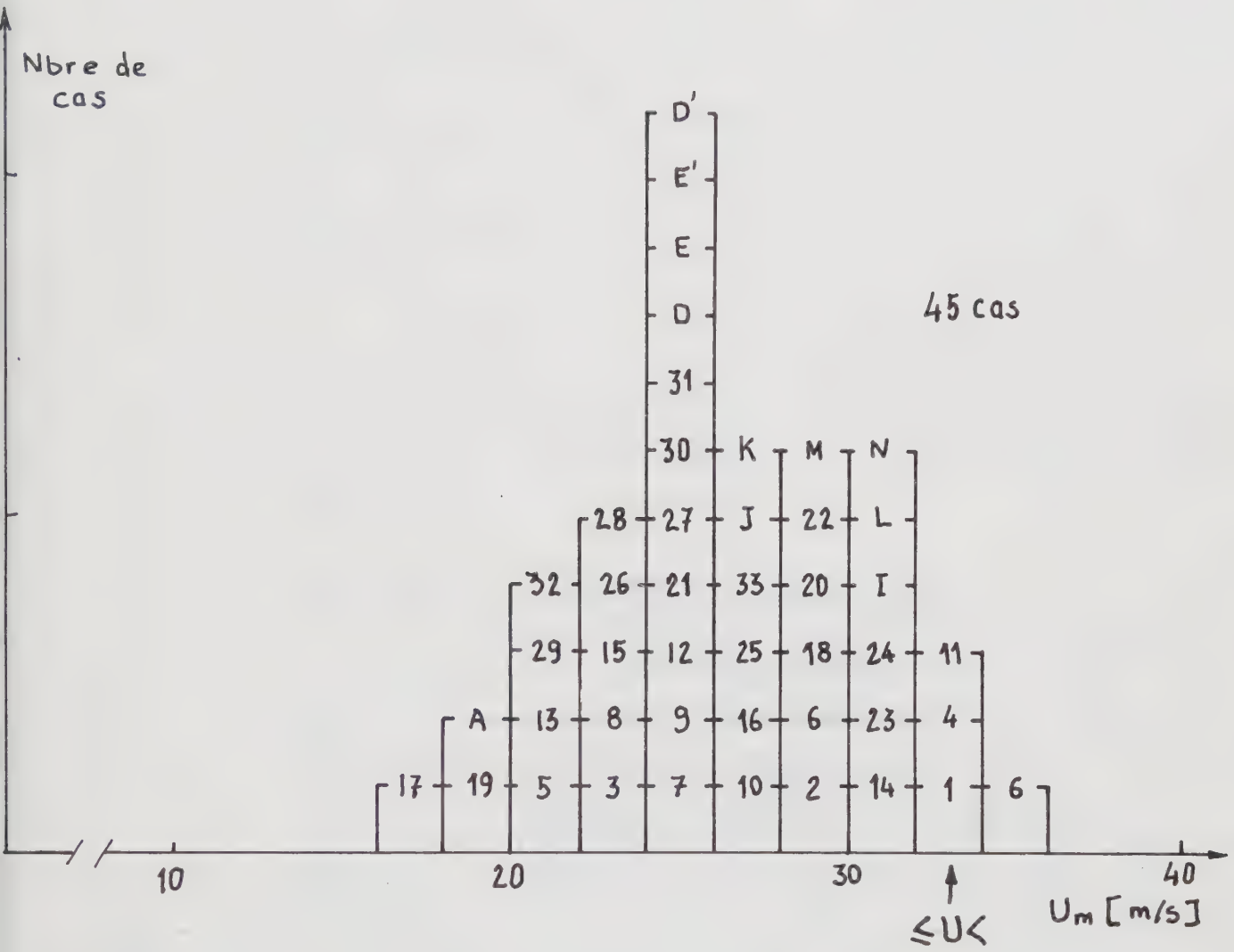


Fig. 75- REPARTITION DU VENT MOYEN (Vm)

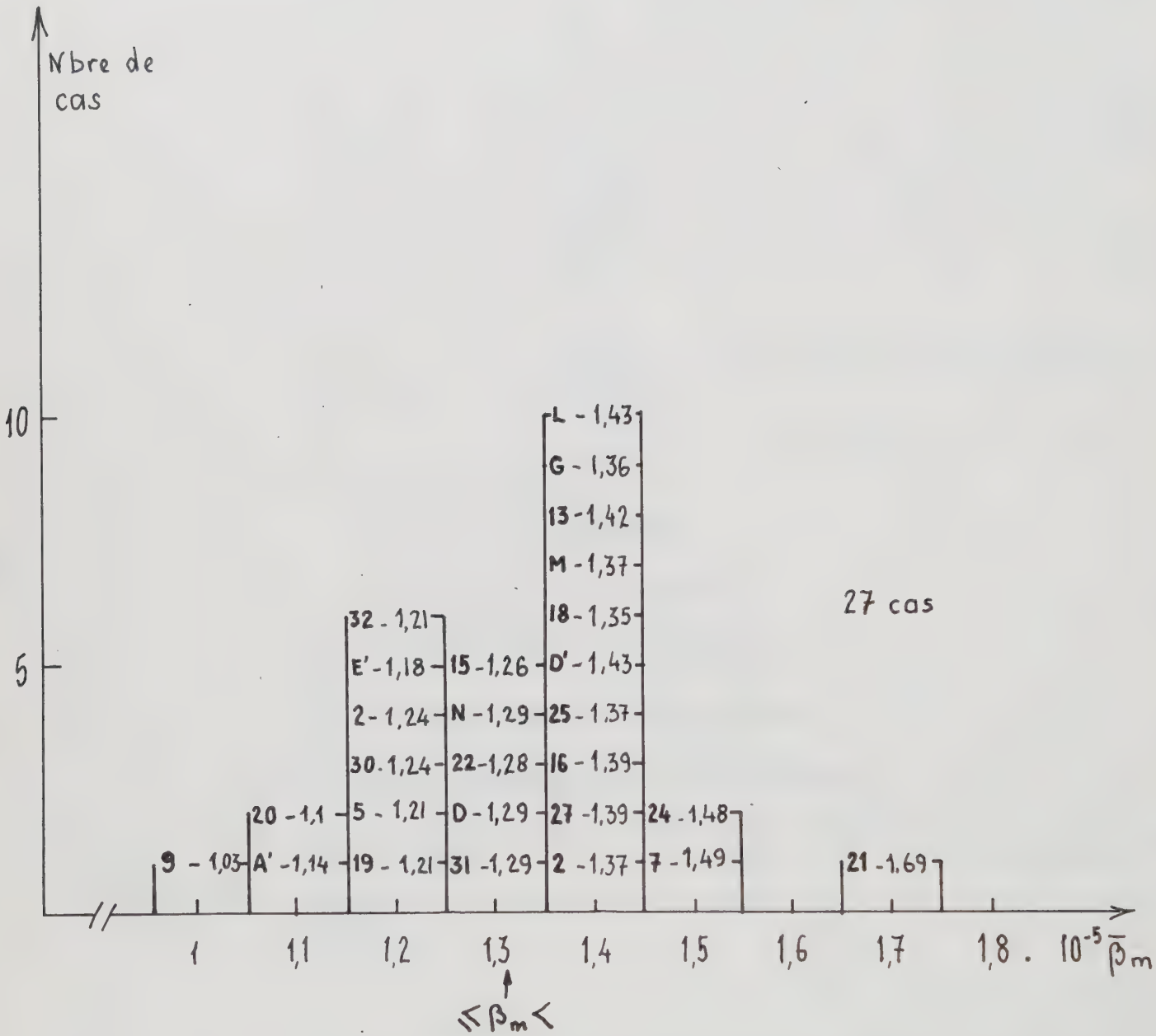


fig. 76 - REPARTITION DE LA STABILITE STATIQUE MOYENNE

III.2. Les facteurs géographiques :

L'étude de la répartition géographique (§II.2.2) des nuages en bandes montre que, dans certaines régions, la fréquence d'apparition de ces nuages est très supérieure à ce qu'elle est dans d'autres zones. Il est donc réellement possible de parler de "lieux de prédilection".

De la même façon, l'extension horizontale de ces ensembles nuageux est, en moyenne, plus ou moins importante (cf. fig.42 §III.1.3.1) selon l'endroit considéré.

Il était donc logique de rechercher quelle peut être l'influence de la géomorphologie régionale, d'une part sur la formation des ensembles nuageux à structure ondulatoire, d'autre part sur leur plus ou moins grande extension.

III.2.1. Les zones privilégiées :

Il est intéressant d'établir un rapprochement entre l'existence de zones privilégiées et surtout leur emplacement par rapport aux chaines montagneuses et une théorie de P. QUENEY, sur les perturbations de relief d'échelle synoptique. Dans un article intitulé "Etat actuel de la dynamique des courants aériens près des montagnes"≠. P. QUENEY résume ainsi sa théorie :

"a) lorsqu'une chaîne de montagnes allongée (fig.77) est abordée par un vent général ayant une importante composante transversale, l'air qui franchit cette chaîne s'élève en amont et redescend à l'aval, tout au moins dans la troposphère inférieure et son mouvement est approximativement adiabatique. En conséquence si cet air est initialement stable et s'il demeure peu nuageux, la chaîne se trouve surmontée à chaque instant par de l'air qui est à chaque niveau plus froid que l'air environnant (en effet l'air se refroidit au

---

≠ P. QUENEY (1962)

Déformation horizontale théorique, à l'échelle synoptique d'un vent uniforme par une chaîne de montagnes (d'après P. QUENEY)

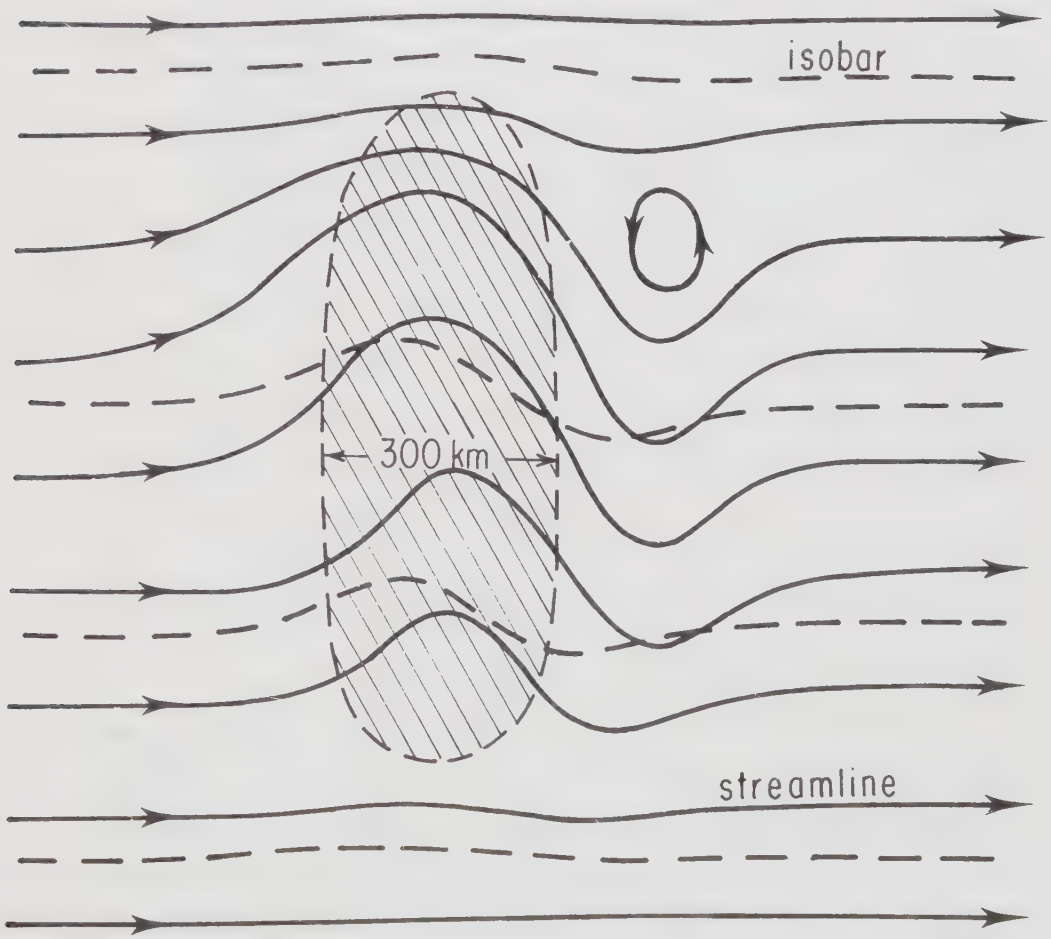


Fig. 77

taux approximatif de 10°C par kilomètre de montée, alors que dans l'air environnant le taux de décroissance verticale de température est moindre) ;

b) de cet effet thermique il résulte à chaque niveau de la troposphère inférieure un excès de pression au-dessus de la chaîne, cela en vertu de l'équation hydrostatique et du fait qu'à plus grande altitude la perturbation due à la chaîne est relativement négligeable. Cet excès de pression se traduit par une ondulation anticyclonique des isobares;

c) les lignes de courant tendent à subir la même déformation horizontale que les isobares, donc dans l'hemisphère boréale le vent tend à contourner la chaîne surtout par la gauche, d'où un renforcement de sa vitesse à cet endroit et au contraire un affaiblissement de sa vitesse sur la droite de la chaîne. En outre par effet d'inertie l'ondulation anticyclonique sur la chaîne est suivie d'une ondulation cyclonique à l'aval, et dans le cas d'une chaîne de grande altitude on peut avoir une dépression secondaire sous le vent de cette chaîne;

d) la descente de l'air à l'aval de la chaîne produit l'effet de foehn classique observé à cet endroit".

Ces divers points expliquent notamment le phénomène suivant qui avait attiré l'attention de P. QUENEY, alors qu'il travaillait en 1932 à l'établissement des cartes du temps, à l'Institut de Météorologie à Alger : "Chaque fois qu'un vent général de NW à NE souffle sur la Méditerranée Occidentale, à l'approche des côtes algériennes, il subit une forte déviation cyclonique (vers sa gauche) et les isobares au niveau de la mer subissent à peu près la même déviation, donnant l'impression d'une véritable réfraction sur les côtes elles-mêmes (fig.78 et 79).

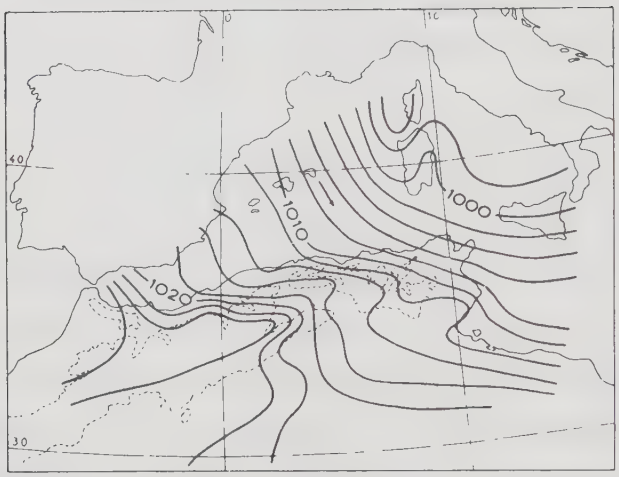


fig 78 *Isobares au niveau de la mer* (en mb) *sur la Méditerranee Occidentale par vent général de NW* (le 2 mars 1935, à 7 h TU). La courbe de niveau de 1000 m est indiquée en trait interrompu sur l'Afrique du Nord.

(d'après P. QUENEY)

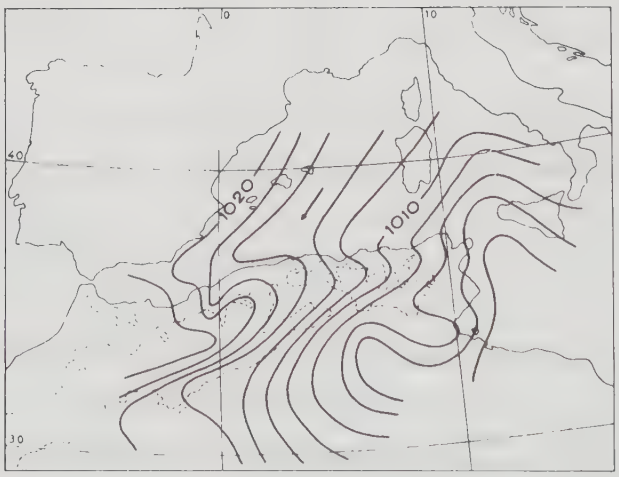


fig 79 – *Isobares au niveau de la mer* (en mb) *sur la Méditerranée Occidentale par vent général de NE* (le 11 février 1935, à 7 h TU). Même figuration du relief nord-africain que sur la Fig. 1.

On voit que les déformations des isobares indiquées par les figures 78 et 79 sont bien conformes au schéma théorique de la figure 77 y compris l'ondulation cyclonique au sud du Massif Montagneux surtout nette sur la figure 79.

L'excès de pression sur le relief nord-africain est d'ailleurs nettement visible lorsque l'on considère les cartes d'isobares moyennes mensuelles au niveau de la mer relatives à la saison froide et à diverses heures de la journée".

Les cartes en surface du 22.12.66 (carte Ic) et du 19.03.67 (carte Ia) montrent une telle déformation des isobares sur l'Afrique du Nord avec, en particulier, une nette augmentation du gradient horizontal de pression sur l'Est de l'Algérie et sur la Tunisie, soit -conformément à la théorie- vers la gauche de la chaîne par rapport au courant général. C'est précisément sur ces régions que se sont formés, ces jours-là, des nuages en bandes.

La même théorie peut également être appliquée pour exepliquer la violence de vents locaux tels que le Mistral et la tramontane : "lorsqu'un flux général de secteur Nord recouvre la France, comme il doit contourner chacun des trois massifs qu'il rencontre (Pyrénées, Massif Central, Alpes) surtout par la gauche, il se divise en trois courants assez nettement distincts, dont l'un est fortement concentré à l'est des Pyrénées* et l'autre dans la vallée du Rhône, ces deux courants se rejoignant ensuite pour former le Mistral (Fig.80-a). Sur la côte d'Azur on a, au contraire, un vent très faible ; en outre l'action supplémentaire des Apennins peut permettre d'expliquer la formation d'une dépression

---

* c'est le"cers" de la région de Carcassonne et la "tramontane" du Perpignanais.

Fig_80a Formation du Mistral et de la tramontane (P. QUENEY)

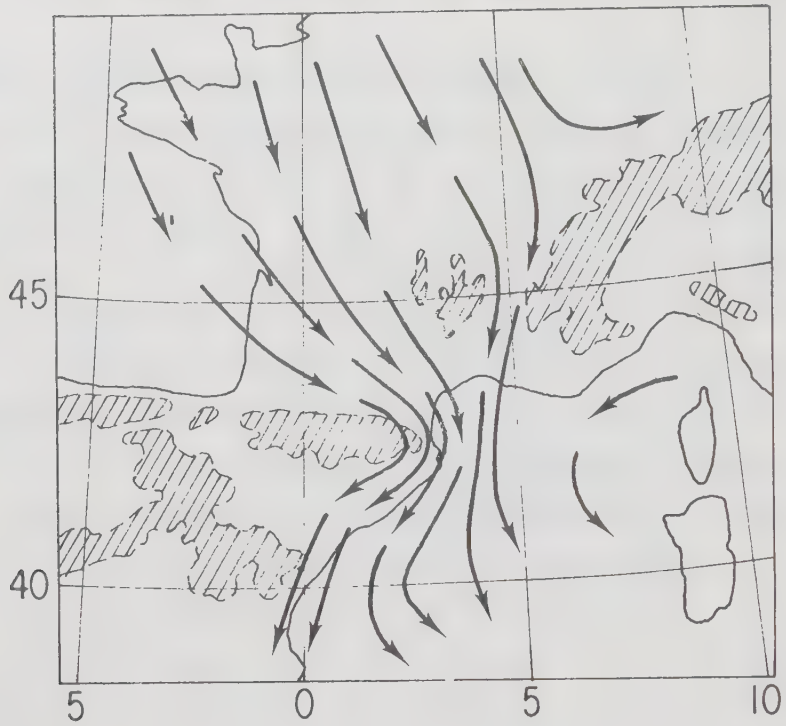
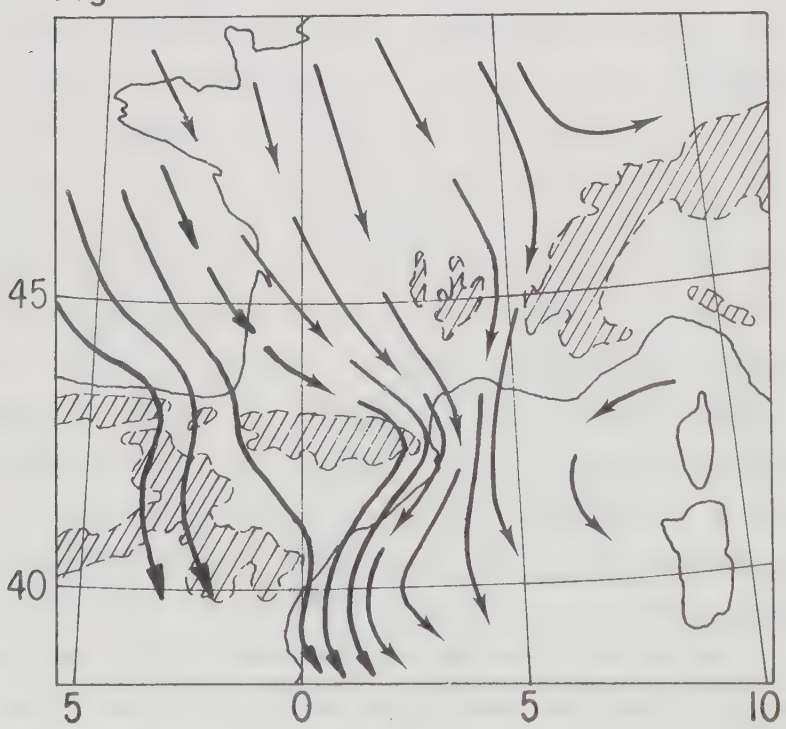


Fig_80b



Renforcement du vent à l'Est des M^{ts}. Cantabriques

sur le Golfe de Gênes".

Il se trouve que là encore, les deux zones de concentration de courant : Est des Pyrénées, versant Sud-Ouest du Massif Central et Vallée du Rhône, coïncident avec celles où sont le plus fréquemment visibles des nuages en bandes.

Ceci est particulièrement net sur la photographie 18 et la carte Ic du 22.12.66. Les Isobares 1020 mb et 1025 mb présentent une ondulation anticyclonique respectivement au Nord du Massif Central et à la latitude des Pyrénées. A l'est de celles-ci, dans la zone où le resserrement des isobares est très sensible, on trouve un très beau système de nuages en bandes (système B).

Pour expliquer la formation d'ensembles nuageux à structure ondulatoire sur la région de Logroño, il suffit (Fig.80-bà) de compléter la Fig.80-a en appliquant la même théorie au franchissement de la cordillère cantabrique : un renforcement de la vitesse du vent est à attendre sur l'extrémité orientale de la chaîne où le goulet constitué par les reliefs peu élevés qui séparent les Monts Cantabriques des Pyrénées ne peut qu'accélérer encore l'écoulement.

La théorie de P. QUENEY sur les perturbations d'échelle synoptique peut donc fournir une explication satisfaisante et simple, à la présence fréquente, par vent de secteur Nord-Ouest à Nord, d'ensembles nuageux en bandes dans la région du Bas Languedoc et -surtout- dans celles de Logroño et des Pyrénées orientales.

Reste maintenant à déterminer pourquoi l'extension horizontale de ces ensembles naugeux est, en moyenne, plus ou moins importante selon l'endroit considéré.

III.2.2 Forme et dimensions des reliefs :

La théorie et l'expérience ont montré que la forme et les dimensions du relief jouent un rôle déter-

minant sur l'amplitude et l'extension horizontale des ondes. Pour des conditions semblables de masses d'air et de vent :

- l'amplitude des ondes est, en principe, d'autant plus forte que la montagne est plus élevée. Mais elle est surtout liée à la largeur (comptée selon la direction du vent) du relief : ainsi, d'après les travaux théoriques de CORBY et WALLINGTON (1956), elle atteint son maximum lorsque la largeur du relief est voisine de la longueur d'onde des ondes libres du courant atmosphérique considéré ;
- de la même façon, l'extension horizontale des ondes vers l'aval du relief est d'autant plus importante que la chaîne est plus longue* et lorsque l'on a plusieurs chaînes successives leurs effets peuvent, suivant le cas, se renforcer ou se détruire**.

Ces deux derniers points permettent-ils d'expliquer les différences d'extension relevées sur le Bas Languedoc par exemple et sur la région de Logroño, ou sur celle des Pyrénées-Orientales ou sur les Iles Britanniques ?

En ce qui concerne la longueur du relief on peut certes s'attendre à ce que la barrière constituée par les Pyrénées et les Monts Cantabriques donne lieu à des phénomènes plus étendus que ne peuvent le faire le Massif de la Montagne Noire et celui de l'Espinouse. Cependant, sur les Iles Britanniques où l'on ne rencontre aucune chaîne de dimension comparable à celle des Pyrénées, ont été observés des ensembles nuageux à structure ondulatoire dont l'extension horizontale

---

* P. QUENEY (1962)

** P. QUENEY (1962), GERBIER et BERENGER (1960), GEORGII (1956), ALAKA (1958) p.25

est bien supérieure (590 km le 22.12.66 sur les Iles Britanniques) à celles que l'on a pu mesurer dans la région de Logroño.

Les Iles Britanniques et la Péninsule Ibérique ont cependant un point commun : la complexité de leur relief. Dans ces conditions, les grandes extensions des systèmes nuageux à structure ondulatoire sont peut être explicables en envisageant les phénomènes de résonance qui peuvent se produire sur des reliefs successifs.

Nous avons effectué pour la région du Bas-Languedoc, celle des Pyrénées Orientales et celle de Logroño, une coupe du relief selon la direction la plus fréquente de l'axe des nuages en bandes.

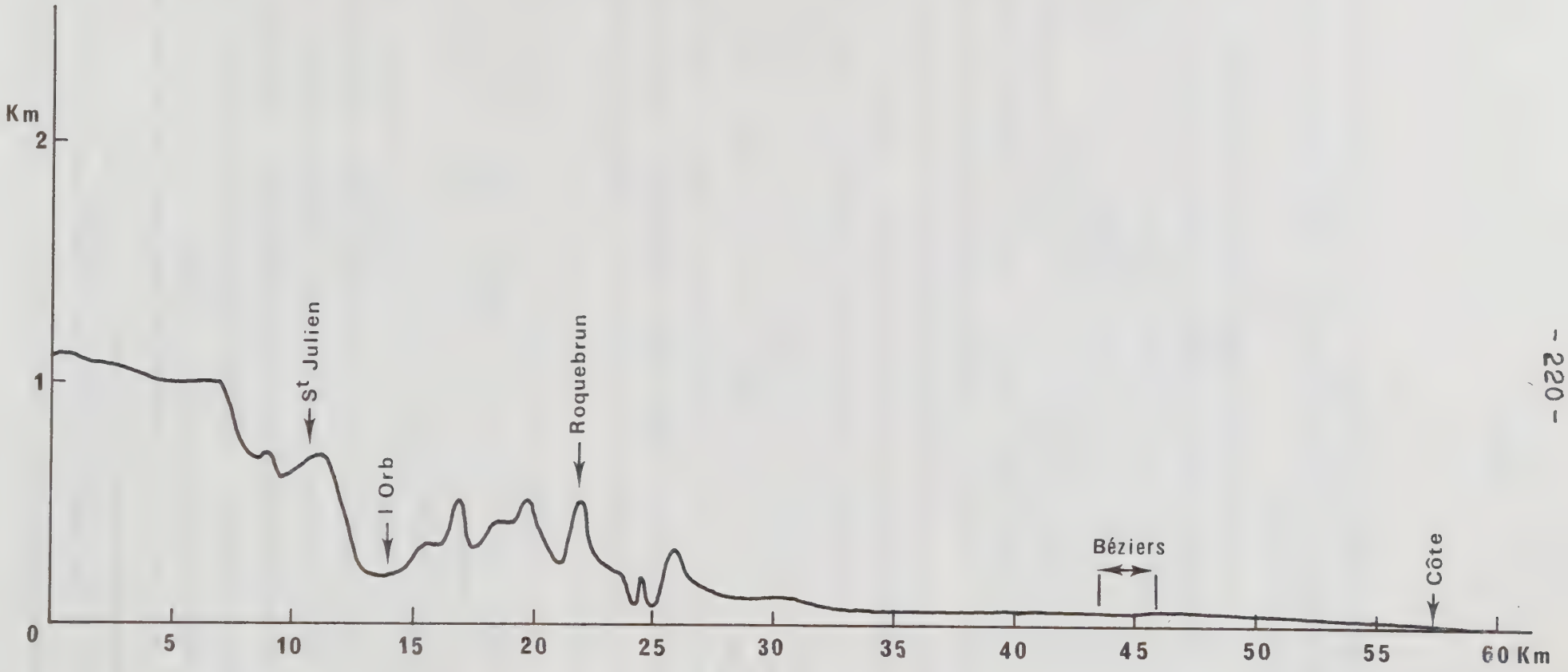
Pour la région du Bas-Languedoc, nous voyons (Fig.81) qu'après le pli de terrain constitué par le plateau du Sommail, la vallée de St Pons et les Monts du Minervois, aucun obstacle ne vient perturber l'écoulement de l'air. Il ne peut donc y avoir ni amplification ni destruction des ondes provoquées par le relief décrit ci-dessus et on doit pouvoir observer des phénomènes assez purs.

Sur les photographies de satellite, le nombre de bandes nuageuses visibles dans cette région est le plus fréquemment de 3 à 4 (Fig.82), parfois de 5 à 6, très rarement supérieur à 10.

Sur les Pyrénées Orientales (Fig.83), les ondes déclanchées par le Massif du Carlitte se développent sur la vallée de Font-Romeu. Elles peuvent être renforcées par le relief frontalier qui est situé au sud de celle-ci et se prolonge vers l'est par le Massif du Canigou et des Albères. A partir de Gérone, il n'existe pas de nouvel obstacle susceptible de renforcer les mouvements ondulatoires.

Le nombre de bandes nuageuses visibles sur les photographies de satellite dont nous disposons,

Fig 81 – Coupe de relief sur le Bas-Languedoc



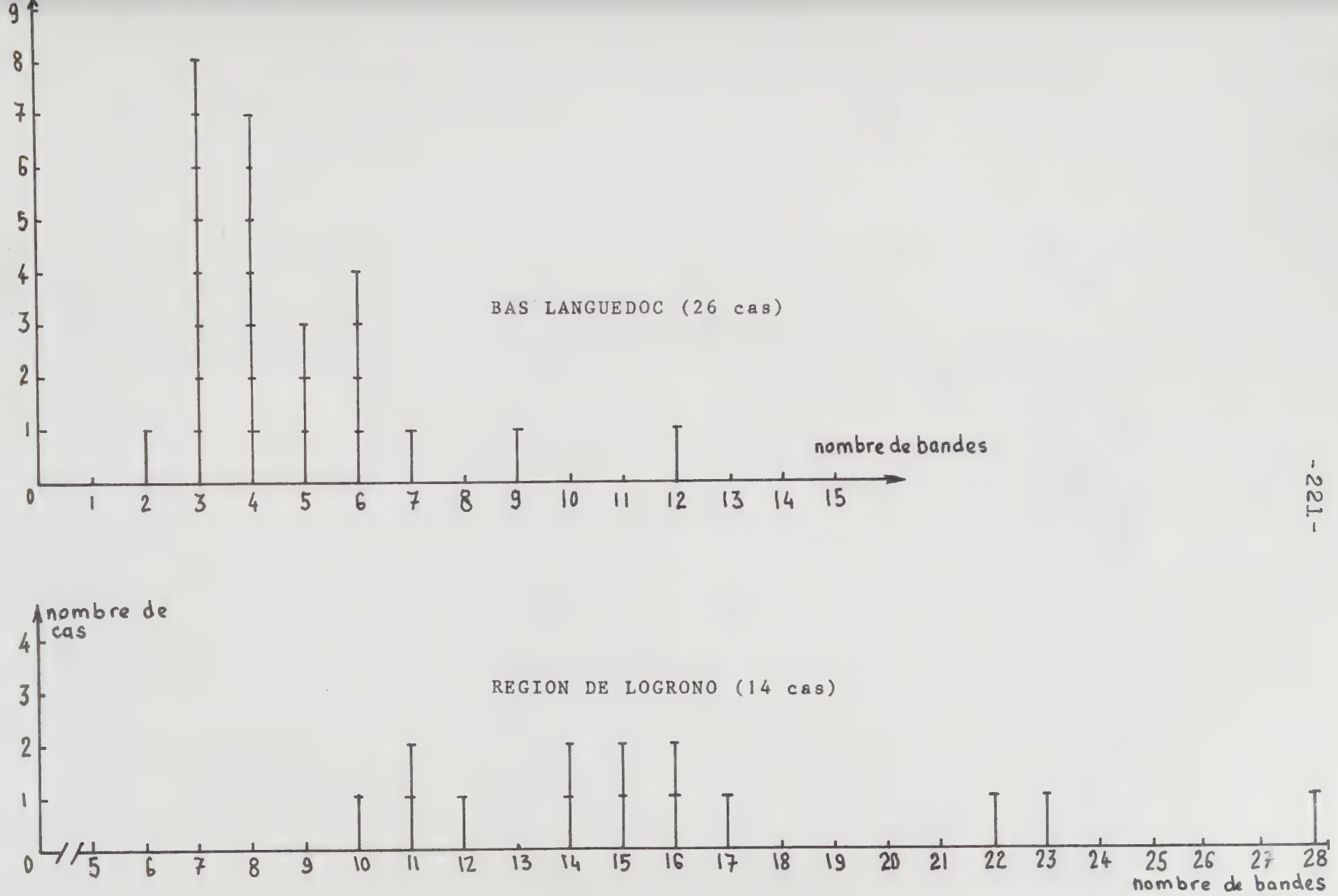


FIG.82 REPARTITION DES ENSEMBLES NUAGEUX EN BANDES EN FONCTION DE LEUR NOMBRE DE BANDES

FIG. 83 COUPE DE RELIEF SUR LES PYRENEES

AXE 312'_ 132

est de 7 à 8 pour des longueurs d'ondes comprises entre 14 et 20 km. Ce type de relief est très semblable à celui que déterminent, aux Etats-Unis (Californie), la Sierra Nevada, la Vallée de l'Owens et les monts Inyo, cadre du Sierra wave project.

Sur le nord et le Centre de l'Espagne (Fig.84), le relief est beaucoup plus complexe. De part et d'autre de la vallée de l'Ebre existe une succession de sommets et de vallées dont on conçoit qu'ils puissent, pour certaines longueurs d'ondes amplifier les mouvements ondulatoires[*] créés par les reliefs situés au nord de l'Araquil (Fig.84), favorisant ainsi l'apparition de systèmes ondulatoires de très grande extension horizontale.

---

[*] On peut en principe avoir un phénomène de résonance, lorsque la distance D entre deux reliefs successifs est égale à un nombre entier k de longueurs d'ondes : $D=k\lambda$. Nous avons essayé de déterminer si les grandes extensions que l'on peut voir sur l'Espagne peuvent être attribuées à ce phénomène. Pour cela nous avons classé les systèmes de nuages et bandes observés par situations de nord à nord-ouest, en fonction de leur longueur d'onde et du nombre de bandes

date	longueur d'onde Km	nombre de bandes n	extension Km	direction de l'axe
5.12.66	18,3	23	400	360°
16.03.68	18,2	10	170	360°
2.01.68	16,7	12	184	350°
1.04.67	16,1	22	340	350°
10.01.68	15	11	162	360°
13.03.67	11,9	17	210	350°
21.12.66	11,9	16	180	360°
19.03.67	11,8	15	150	360°
22.12.66	10,75	16	165	350)

Les moins étendus de ces systèmes (150 à 170 km) se prolongent en aval de la Sierra de la Demanda. Les plus étendus (3330 à 400 km) atteignent et dépassent la Sierra de Guadarrama et les Montes Universales (qui ne figurent pas sur la coupe de relief 84). Dans tous les cas, les ondes de la Sierra de la Demanda doivent donc se trouver en phase avec elles du relief initial. Ces 2 chaînes é-

FIG-84 COUPE DE RELIEF SUR L'ESPAGNE

Cependant, bien que le phénomène de résonance sur des reliefs successifs puisse être invoquée pour expliquer l'ampleur des ensembles nuageux en bandes visibles sur l'Espagne, nous ne pensons pas qu'il en soit la raison essentielle. En effet, il ne peut absolument pas s'appliquer au cas du 11.04.62 (photo n°1 - préambule) qui permet de dénombrer 30 ondulations s'étendant sur environ 250 km en aval de l'Ile de Cap Breton. Il faut donc admettre, comme le suggère l'étude que nous avons faite au §III.1411 que l'énergie du mouvement ondulatoire est plutôt guidée vers l'aval du relief générateur par une couche atmosphérique présentant une très grande stabilité sur une faible épaisseur. Dans le cas assez exceptionnel du 11 avril 1962, cette couche correspond sans nul doute au front froid NE-SW* à l'arrière duquel se situent les nuages en bandes.

Sur l'Espagne, nous l'avons vu, il n'y a aucune corrélation évidente entre le passage de fronts synoptiques et l'apparition de nuages en bandes. Cependant la fréquence de ces nuages, par vent de Nord à Nord-Ouest, conduit à penser que ce type de situation détermine systématiquement sur le Nord de l'Espagne la formation d'une couche de grande stabilité.

---

suite de la note de la page précédente :

tant distantes de 106 km, on pourra avoir un phénomène de résonance pour :

λ_1 = 10,6 km (k = 10)

λ_2 = 11,77km (k = 9)

λ_3 = 13,25km (k = 8)

λ_4 = 15,14km (k = 7)

λ_5 = 17,66km (k = 6)

λ_6 = 21 km (k = 5) etc...

La comparaison des longueurs d'ondes mesurées à ces longueurs d'ondes théoriques montre une coïncidence assez remarquable entre les diverses valeurs obtenues (seules les valeurs 13 et 21 km ne figurent pas dans l'échantillon considéré). L'hypothèse de l'existence de phénomènes de résonance n'est donc pas totalement à rejeter.

*la trace au sol du front froid est approximativement parallèle aux bandes nuageuses.

fig.85 Ecoulement de l'air sur la vallée de l'Ebre (d'après Manuel Castan Camargo)

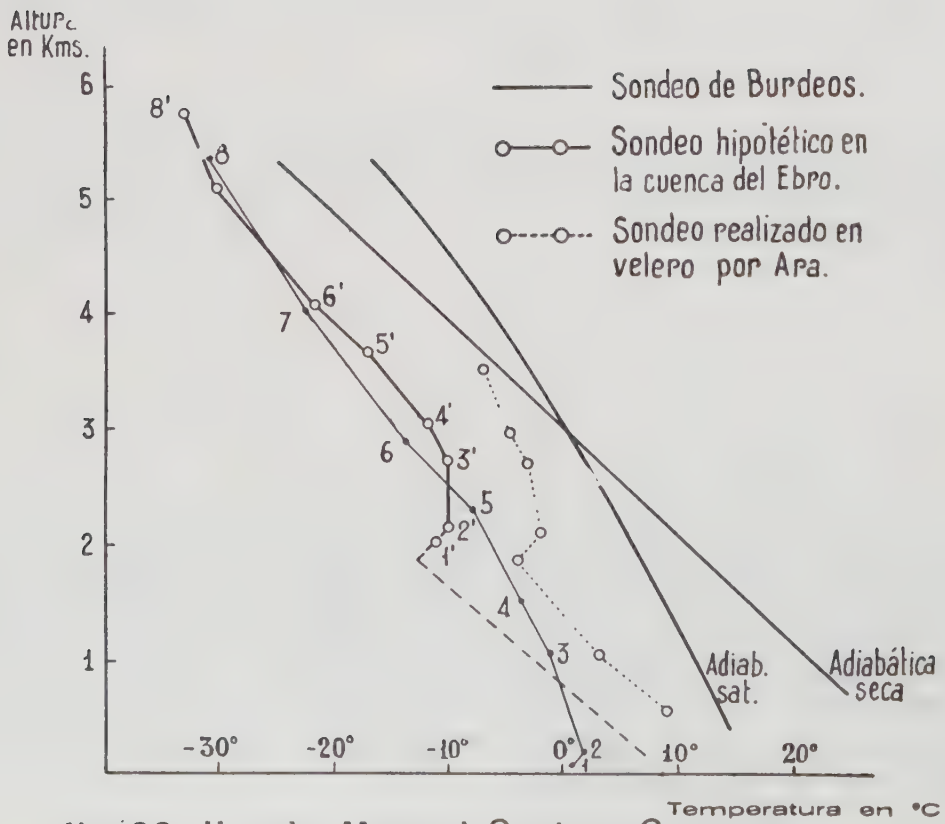


fig.86 d'après Manuel Castan Camargo

MANUEL CASTANS CAMARGO, dans une étude sur les ondes stationnaires qui se forment, par situation de Nord, sur la haute et la moyenne vallée de l'Ebre (1954) indique que ce type de temps détermine effectivement la formation d'une couche d'inversion à une altitude variant selon les jours entre 1800 et 2600 m. L'existence de cette couche d'inversion a été mise en évidence dès 1944, par les sondages de température effectués par les pilotes du Centre de Vol à Voilde de Huesca (moyenne vallée de l'Ebre). Le niveau de la couche d'inversion correspond, d'après leurs observations, à celui où quittant la zone turbulente des basses couches dans laquelle la direction du vent est généralement NW (direction générale de la vallée de l'Ebre), le planeur pénètre dans l'écoulement laminaire supérieur de secteur Nord.

L'explication proposée par Manuel CASTANSCAMARGO est la suivante : lorsque s'établit sur l'Espagne une situation de Nord, deux courants bien distincts apparaissent sur la vallée de l'Ebre. Entre le sol et 1800 à 2600 mètres, l'air est canalisé par la vallée de l'Ebre dans laquelle souffle donc un vent turbulent de Nord-Ouest. Au-dessus s'écoule le flux de secteur Nord (Fig.85) qui glisse en quelque sorte sur l'écoulement inférieur, sans se mélanger à lui et sans atteindre le sol. Ce dernier point est justifié par le fait que l'effet de foehn qui se produit, par vent de Nord, sur la moyenne vallée de l'Ebre est toujours bien plus faible que celui auquel on pourrait s'attendre compte-tenu de la grande différence d'altitude (environ 2000 m) exis-

tant, à cet endroit, entre les sommets pyrénéens et la vallée.

Les nuages que l'on observe généralement depuis le sol, semblent également confirmer l'hypothèse de la séparation des deux courants : dans les basses couches se forment le plus souvent 2/8 à 3/8 de nuages en rouleaux -vraisemblablement ceux que montrent les photographies de satellites- disposés en lignes parallèles à la chaine pyrénéenne. Ces nuages, bien que situés à la surface de séparation des deux courants sont, d'après Manuel CASTANSCAMARGO, d'origine convective, car l'altitude de leur base peut se calculer avec une bonne précision en appliquant la formule de SCHUMAN. Ils paraissent immobiles par rapport au sol ou animés d'un mouvement de translation parallèlement à la direction des bandes.

Aux niveaux supérieurs apparaissent fréquemment des altocumulus lenticulaires, également stationnaires par rapport au sol et, parfois, des nuages du type Moazagotl qui dans les deux cas constituent la preuve de l'existence de mouvements ondulatoires. Ce sont ces mouvements ondulatoires du courant supérieur qui, d'après l'auteur, déterminent l'organisation en bandes des nuages de l'étage inférieur, ceux-ci tendant à se former à l'aplomb des crêtes d'ondes.

Pour expliquer la formation de la couche d'inversion située à la limite des deux courants, Manuel CASTANSCAMARGO compare un sondage réalisé en planeur à un sondage obtenu à partir d'un sondage effectué à Bordeaux, par une situation météorologique semblable, après avoir fait subir à ce dernier un soulèvement correspondant au franchissement de la chaîne pyrénéenne. La transformation appliquée par l'auteur à ce sondage est basée sur les hypothèses suivantes :

1.- le soulèvement des particules situées au niveau du sol, à Bordeaux est de 3200 m et leur niveau d'oscillation sous le vent de la chaîne est de 2000 m.
2.- le vent en altitude est généralement plus fort au-dessus de la vallée de l'Ebre qu'il ne l'est à Bordeaux. Entre 2000 et 7000 m, le rapport entre les deux intensités est assez souvent voisin de 1/0,7. En conséquence, l'auteur a multiplié par 0,7 l'épaisseur de chacune des couches amont pour obtenir l'épaisseur moyenne de la couche correspondante au passage et en aval du relief. Sont ainsi déterminées, pour une "particule" qui se déplace à un certain niveau, sur la France, l'altitude maximale qu'elle atteint en franchissant le relief et son altitude moyenne finale.
3.- l'auteur suppose enfin que chaque particule perd une grande partie de son humidité par condensation lorsqu'elle s'élève au-dessus de son point de condensation, pendant son ascension au vent du relief et qu'elle s'abaisse en aval de celui-ci, en suivant un processus adiabatique sec, pendant toute sa descente.

Le sondage initial, le sondage transformé et le sondage réel sont reproduits sur la figure 86. Les points 1', 2', 3' etc.. ont été obtenus à partir des points 1, 2, 3, etc... La partie du sondage représentée en tiretés a été tracée en prenant comme température au sol celle mesurée à Saragosse et en supposant que le gradient est adiabatique jusqu'aux environs de 2000 m.

Le sondage transformé est, on le voit, très semblable au sondage réel. Cependant on peut faire à ce schéma deux critiques principales :

- les "particules" oscillent, à l'aval, à un niveau supérieur à celui qu'elles occupaient à l'amont, ce qui physiquement est peu acceptable. De plus, cette hypo-

thèse revient à "transporter" à l'altitude de 2000 m, sous le vent de relief, l'inversion nocturne que montre entre les points O et 2 le sondage de Bordeaux ;

- le phénomène de foehn invoqué ici (assèchement de l'air par condensation) suppose que ce type de temps s'accompagne systématiquement de pluies orographiques sur le versant Nord des Pyrénées, ce qui en fait ne semble pas toujours se produire.

Aussi proposons-nous plutôt le schéma simple suivant :

L'air des basses couches qui s'écoule dans la vallée de l'Ebre subit un effet de foehn négligeable à son passage entre les Pyrénées et les Monts Cantabriques≠. Il présente probablement de ce fait, peu de différence avec l'air situé au voisinage du sol, au Nord des Pyrénées et des Monts Cantabriques. Celui-ci, selon le schéma de P. QUENEY (Fig.77 et 80) tend plutôt à les contourner qu'à les surmonter. Seul l'air situé au-dessus d'un certain niveau franchira directement les sommets. Ce niveau, d'après nos statistiques sur la vitesse et la direction du vent à Biarritz (§.III.1432 et III.1433) pourrait être de 2500 à 3000 m. Chaque "particule" oscillant sous le vent du relief à une altitude inférieure, en principe, à l'altitude qu'elle avait initialement en amont des Pyrénées, l'air qui les franchit subit donc un affaissement généralisé sans toutefois s'abaisser au-dessous de 1800-2000 m et donc un réchauffement sensible. Cette masse d'air aura en particulier à sa base une température supérieure à celle que présentera le sommet de la couche atmosphérique qui est canalisée par la vallée de l'Ebre sans avoir franchi les hauts sommets, d'où nécessairement, l'existence à ce niveau d'une importante discontinuité du gradient de tempé-

---

≠ ce fait est d'ailleurs suggéré par M. CASTANS CAMARGO

rature.

Ce mécanisme doit pouvoir également jouer en d'autres lieux présentant une topographie analogue, et, en particulier, sur le relief constitué par le Massif de la Montagne Noire et de l'Espinouse et la vallée du Fresquel et de l'Aude. Là, cependant, l'effet de foehn≠ subi par les masses d'air supérieures est vraisemblablement moins important en raison de la moindre dénivellation entre les montagnes et la vallée et l'on peut donc s'attendre à une inversion moins marquée de la température à la limite des courants inférieurs et supérieurs.

≠ l'existence d'une inversion liée à l'effet de foehn est également signalée -sans qu'en soit expliquée la formation- dans le Sierra Wave Project où il est dit qu'elle est assimilable à un front chaud quasi horizontal

III.3. EN RESUME :

L'examen des photographies de satellites montre que les nuages à structure ondulatoire constituent un phénomène relativement fréquent et essentiellement reproductible.

L'analyse systématique des informations disponibles nous a permis de donner une description assez complète des principales caractéristiques de ces ensembles nuageux : répartition géographique en fonction des régimes de vent et de l' altitude des reliefs sous-jacents, régions et saisons favorables, espacement des bandes nuageuses, dimensions horizontales des systèmes nuageux, etc...

L'étude des différents facteurs météorologiques ou géographiques susceptibles de provoquer l'apparition de ces nuages et d'en modifier les caractéristiques fournit les principaux résultats suivants :

1.- l'analyse des situations météorologiques synoptiques montre qu'ils peuvent être associés à quatre types principaux de situations qui correspondent chacun à une topographie bien particulière de la surface 500 mb. On donne la répartition des situations examinées entre ces divers types de temps, ainsi que la fréquence annuelle de ces derniers.

2.- les courants jets ne paraissent avoir aucune influence sur l'étendue horizontale des nuages en bandes.

3.- l'existence et la plus ou moins grande extension des ensembles nuageux à structure ondulatoire ne peuvent être reliées à un type particulier de situation frontalogique (avant de front chaud, secteur chaud, etc..).

4.- par contre, les courbes représentant, pour les différents cas étudiés, la variation de la température potentielle en fonction de l'altitude présentent une caractéristique commune :
au-dessus d'une couche de stabilité statique faible ou

nulle (couche de convection) s'étendant du voisinage du sol jusqu'à 1000 ou 2000 mètres en moyenne, on trouve une couche très stable dont l'épaisseur varie entre 500 et 4000 m. Ce résultat est à rapprocher de ceux obtenus par LARSSON (1954) : cet auteur avait également trouvé que les sondages effectués à FROSON (Suède), alors que des nuages d'onde étaient visibles depuis le sol, présentaient une couche de très forte stabilité entre 1000 m et 3000 m, surmontée par de l'air moins stable.
En comparant l'épaisseur de cette couche, aux dimensions horizontales des systèmes nuageux à structure ondulatoire, on trouve que celles-ci varient en raison inverse de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale, selon une loi d'allure hyperbolique (fig.53-b).
Cette corrélation que nous avons cherché à confirmer par l'étude expérimentale qui fait l'objet de la seconde partie de notre étude, nous paraît constituer un résultat important. Elle semble en effet indiquer que la couche de stabilité maximale se comporte comme un guide d'onde à l'intérieur duquel est "piégée" l'énergie du mouvement ondulatoire. (§III.1412 p.154).

5.- l'étude du profil des vents montre que la direction des bandes est étroitement soumise à celle du flux en altitude, plus qu'à celle du vent dans les basses couches. Les systèmes nuageux de grande extension ne semblent pas devoir être reliés à l'existence d'un profil de vent du type double courant de COUETTE. Ce résultat confirme celui que nous avons obtenu en 2.

6.- on s'est proposé de vérifier si, conformément aux résultats de CORBY (1957) et de FRITZ (1965), l'espacement des bandes nuageuses est une fonction linéaire croissante de la vitesse moyenne du vent. 45 cas ont été étudiés. Ils fournissent un nuage de points de forme elliptique faisant certes apparaître une augmentation de la longueur d'onde avec la vitesse moyenne du vent, mais le coefficient de corrélation

est de 0,72 alors que celui trouvé par CORBY -pour 26 cas seulement- était de 0,91.
On montre que dans 60% des cas envisagés la dispersion des points expérimentaux ne peut être expliquée par un écart de la stabilité statique moyenne à sa valeur "normale".

7.- on fournit un histogramme des fréquences du vent moyen et de la stabilité statique moyenne. On compare les valeurs les plus fréquentes à celles généralement adoptées dans les modèles simples.
En ce qui concerne les facteurs géographiques, on établit un rapprochement entre l'existence de zones particulièrement favorables à l'apparition de nuages en bandes et une théorie de P. QUENEY sur les perturbations de relief aérologiques. On montre que cette dernière permet d'expliquer l'existence de telles zones. Une explication est ensuite proposée sur la formation fréquente, sur l'Espagne du Nord, d'ensembles nuageux de très grande dimensions horizontales.

Quelques points, cependant, n'ont pu être précisés à l'aide des renseignements dont il a été possible de disposer : il s'agit principalement de l'extension verticale des mouvements ondulatoires matérialisés par les nuages en bandes et de la variation d'amplitude des ondes en fonction de l'altitude, informations que doivent seules pouvoir fournir des mesures systématiques.

TABLE DES ILLUSTRATIONS
(1ère Partie)

		p.
I.- PHOTOGRAPHIES :		
1	nuages d'onde photographiés d'un avion et d'un satellite	0
2	couverture photographique des images reçue à Lannion	8(2)
3	ESSA 2 - 1567 du 20 Juin 1966	76(2)
4	NIMBUS 2 - 5972 du 5 Octobre 1967	
5	ESSA 6 - 4441 du 22 Avril 1969	76(3)
6	ESSA 8 - 954	
7	ESSA 4 - 341 du 18 Mars 1967	78(3)
8	NIMBUS 2 - 2 du 5 Décembre 1966	
9	NIMBUS 2 - 6239 du 26 Octobre 1967	78(4)
10	NIMBUS 2 - 2511 du 13 Décembre 1966	
11	NIMBUS 2 - 3122 du 31 Janvier 1967	80(2)
12	NIMBUS 2 - 2658 du 25 Décembre 1966	
13	NIMBUS 2 - 2806 du 6 Janvier 1967	82(2)
14	ESSA 4 - 359 du 20 Mars 1967	94(2)
15	NIMBUS 2 - 3701	
Planches I et II - Analyse stéréoscopique de quelques cas de nuages à structure ondulatoire		100(2,3)
16	NIMBUS 2 - 2608 du 21 Décembre 1966	106(2)
17	ESSA 4 - 351 du 19 Mars 1967	106(6)
18	NIMBUS 2 - 2619 et 2620 du 22 Décembre 1966	108(2)
19	ESSA 6 - 1520 du 4 Mai 1968	110(2)
20	NIMBUS 2 - 6178 du 21 Octobre 1967	
21	ESSA 4 - 2 du 9 Mars 1967	112(2)

22 ESSA 4 - 135 du 21 Février 1967 114(2)

23 ESSA 2 - 3809 du 25 Mai 1967 114(6)

24 NIMBUS 2 - 2526 - 2527 - 2528 du 14 Décembre 1966 116(5)

25 NIMBUS 2 - 2697 du 28 Décembre 1966 118(2)

26 NIMBUS 2 - 2714 du 5 Janvier 1967 126(3)

27 Photographies d'un nuage de rotor, prises en planeur 172(2)
28 le 19 Novembre 1961

II.- CARTES :

1 cadre géographique de l'étude 78(2)

2 position des nuages en bandes visibles sur les photographies 9 et 10 78(5)

3-4-5-6-7 répartition géographique des nuages en bandes en fonction des régimes de vent 78(6 à 10)

8 position des nuages en bandes visibles sur les photographies 11 et 12 80(3)

I_a, II_a, III_a cartes météorologiques au sol et en altitude du 21.12.66 106(3 à 5)

I_b, II_b, III_b " " " " du 19.03.67 106(7 à 9)

IV_a, IV_b position du courant-jet le 21.12.66 et le 19.03.67 106(10)

I_c, II_c, III_c cartes météorologiques au sol et en altitude du 22.12.66 108(3 à 5)

I_d, II_d, III_d " " " " du 4.05.68 110(3 à 5)

I_e, II_e, III_e " " " " du 21.10.67 110(5 à 7)

I_f, II_f, III_f " " " " du 9.03.67 112(3 à 5)

IV_e, IV_f position du courant-jet le 21.10.67 et le 9.03.67 112(6)

I_g, II_g, III_g cartes météorologiques au sol et en altitude le 21.02.67 114(3 à 5)

I_h, II_h, III_h " " " " le 25.05.67 114(7 à 9)

I_i, II_i, III_i	cartes météorologiques au sol et en altitude le 13.12.66	116(2 à 4)
I , II , III	" " " " le 14.12.66	116(6 à 8)
I_k, II_k, III_k	" " " " le 28.12.66	118(3 à 5)
IV_l, IV_m	position du courant jet le 5.12.66 et le 6.01.67	126(2)
IV_n	" " " " le 5.01.67	126(3)

III.- TABLEAUX :

1	valeur du mm de photographie de satellite pour	21
2	diverses altitudes du satellite et distances focales équivalentes	22
3	recherche des cas de nuages en bandes à partir des situations d'onde exploitées par 8 centres de vol à voile	76
4	répartition des nuages en bandes en fonction de l'altitude moyenne de la région sous jacente	79
5	régions favorables à l'apparition de nuages en bandes	80
6	recherche des cas de nuages en bandes à partir des journées d'ondes de Nord-Ouest	82

Chap.III

7	nombre de jours où le vent souffle de secteur Sud à SSW	112(7)
8	journées d'ondes exploitées à Issoire	114(10)
9	répartition des situations examinées entre les divers types de situations favorables	118
10	résumé des renseignements fournis par le C.R.Q. de Montpellier	120
11	genre des nuages d'après le C.R.Q.	122
12	nuages à structure ondulatoire et type de situation frontologique	138
13-a	nuages en bandes et stratification verticale	144
b	des masses d'air (θ'w)	145

14 origine des masses d'air ayant donné lieu à des nuages en bandes 155

15 tableau récapitulatif des données utilisées pour l'étude de l'extension horizontale des nuages en bandes en fonction de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale 162

16-a tableau des données utilisées pour le calcul de la droite de régression 194(2)

16-b tableau β_m 200(3)

IV.- FIGURES :

1 satellites ESSA - Stabilisation en roulette 10

2 erreurs d'attitude 13

3 schéma de principe du système de prise de vue des satellites APT 13

4 champ embrassé par l'objectif 14

6 surface terrestre réellement photographiée 16

8 distance focale équivalente 18

10 equivalence entre la distance d'un point mesuré à partir du centre de la photo et la distance sur la terre, entre le point correspondant et le sous point 23

11 déformation géométrique de l'image 24

12 modifications de l'image dues à l'effet de perspective 25

13-a déformations de l'image dues aux systèmes 27
13-b optiques et électroniques 28

15 grille américaine 30(2)

16 utilisation des grilles pour diverses altitudes du satellite 32

17 précision des grilles américaines pour une 36
18 différence d'altitude Δh = 400, 25 et 50 km 38

19 utilisation des grilles pour une latitude dif- 40
20 férente de celle pour laquelle la grille a été calculée

21 grilles françaises : projection adoptée 42

22 grilles françaises : grands cercles terrestres de référence 43

23 grilles françaises : calcul des coordonnées 44

24a et b allure des grilles françaises 47-48

25 erreurs introduites par les approximations 50
26 faites pour le calcul des grilles françaises 51
27

28 erreurs dues aux distorsions optiques et électroniques 57

29a et b évaluation d'une distance à partir de points pris sur une photographie de satellite (mesure directe) 59

31 précision d'une mesure directe 62
32 63

34 mesure d'une distance en utilisant la grille 67

35a et b précision de la mesure 68(2 et 3)

36-a répartition mensuelle des 562 journées 84
-b examinées pour la période du 3.03.66 au
-c 31.12.68

37 histogramme des fréquences des longueurs d'onde mesurées sur les photographies 86

38 répartition des nuages en bandes en fonction de leur extension 88

39 répartition des cas de nuages en bandes en fonction des altitudes maximales atteintes par les planeurs 90

40 altitudes maximales atteintes par les planeurs et extention horizontale des systèmes de nuages à structure ondulatoire 91

41 principe de la chambre claire 96

Chap.III

42 extension horizontale des nuages en bandes selon la région considérée 128

43 courants-jets et extension horizontale des ensembles nuageux à structure ondulatoire 130

44 courants-jets et altitudes maximales atteintes par les planeurs utilisant des mouvements ondulatoires dans la région de Béziers 132

45 situation frontologique et extension horizontale des systèmes nuageux à structure ondulatoire 139

46 situation frontologique et altitudes maximales atteintes par les planeurs 141

47 influence des L.M.A. sur l'extension horizontale des nuages en bandes 147

48 profils des vents pour les journées relatives à la fig.47 148

49 influence de la structure des L.M.A. sur l'extension horizontale des nuages en bandes (Espagne) 150

50 altitudes maximales atteintes par les planeurs en l'absence et en la présence de L.M.A. 152

51a et b diagrammes réduits et répartition verticale de la température potentielle pour 12 cas de nuages en bandes sur le Bas-Languedoc 156 157

52 d'après LARSSON répartition verticale moyenne de la température et du vent par situations d'ondes 159

53-a influence de l'épaisseur de la couche de stabilité maximale sur l'extension horizontale des ensembles nuageux à structure ondulatoire Région du Bas-Languedoc 159

53-b idem - diverses régions 161

54 répartition verticale de l'humidité (1à9) (10à12) 166

55 répartition verticale de l'humidité - classification en fonction de l'allure des bandes 167

56 classification de FORCHTGOTT 170

57a et b rotors par vent d'Autan à Revel 172

58a et b coupes isotaches du 21.12.66 sur les Iles Britanniques et sur le Sud de la France 174

59-1-2-3-4-5 profils des vents le 21.12.66 à Valentia, Hemsby, La Corogne, Bordeaux et Nîmes 175

60a et b coupes isotaches du 22.12.66 sur les Iles Britanniques et le Sud de la France 176

61a et b répartition des nuages en bandes en fonction de la direction de leur axe (Bas-Languedoc et Logroño) 179

62 écarts entre la direction de l'axe des ensembles nuageux en bandes et la direction du vent à différents niveaux pour le Bas-Languedoc et Logroño
63 180

64a et b Ecarts moyens et écarts maxima entre la direction de l'axe des systèmes de nuages en bandes et celles du vent à moyenne et haute altitude (Bas-Languedoc et Logroño) 181

65a et b vitesse du vent (composante normale aux bandes) à différents niveaux (Bas-Languedoc, Logroño) 183

66 profils des vents et extension horizontale des nuages en bandes (Bas-Languedoc et Logroño)
67 184(2) 185

68 profil des vents et altitudes maximales atteintes par les planeurs 186

69 droite de CORBY complétée par S. FRITZ 192

70 corrélation entre la longueur d'onde mesurée et la vitesse moyenne du vent dans la troposphère 195

71 hypothèse de S. FRITZ sur la stabilité statique moyenne 198

72 calcul de la stabilité statique moyenne 200

73-a comparaison des λ mesurées aux longueurs
-b d'ondes théoriques (hypothèse de S. FRITZ)
-c
-d 202 à 205

74 histogramme des écarts aux courbes théoriques $\lambda = \frac{K\alpha}{\sqrt{\beta m}}$ 206

75 répartition du vent moyen 209

76 répartition de la stabilité statique moyenne 210

77 déformation horizontale théorique, à l'échelle synoptique d'un vent uniforme par une chaîne de montagnes (P. QUENEY) 212

78 isobares au niveau de la mer le 2.03.35 214
79 et le 11.02.35

80-a formation du mistral (P. QUENEY) 216
80-b " " complétée avec la
région de Logroño

81 coupe de relief sur le Bas-Languedoc 220

82 répartition des ensembles nuageux en 221
bandes en fonction de leur nombre de
bandes

83 coupe de relief sur les Pyrénées Orientales 222

84 coupe de relief sur l'Espagne 224

85 écoulement de l'air sur la vallée de l'Ebre 226
(d'après Manuel Castan Camargo)
86 et sondages

ACADÉMIE DE PARIS

UNIVERSITÉ DE PARIS VI

4, Place Jussieu - 75230 PARIS-CEDEX 05

SERVICE DE LA SCOLARITE

Bureau des Enseignements du 3e cycle

TÉLÉPHONE : 336-25-25 - 326-12-21

PERMIS D'IMPRIMER

DOCTORAT : . . . D'ETAT . . . . . .

THESE DE : . ES SCIENCES PHYSIQUES . . . . . .

NOM : . . Mme . FOISSAC épouse CRUETTE . . . . . .

Prénoms : . . . . Denise . . . . . .

né e le . . 30 Mars . . 19 37 à . St GERMAIN-en-LAYE . . . . . Dép^{t} : Seine

1ère THESE : . . Etude expérimentale des perturbations de relief à l'aide de . . photographies de satellite et de mesure en avion . . . . . .

. . . . . .

. . . . . .

. . . . . .

2e THESE (Propositions faites par l'Université) : . . . . . .

. . . . . .

. . . . . .

PRESIDENT . M . QUENEY . . . . . .

EXAMINATEURS . MM . COMOLET

VILLEVIEILLE

P . DE FELICE

ACADÉMIE DE PARIS * UNIVERSITÉ PARIS VI

Vu et Approuvé

PARIS, le . . 3 . Juillet . 1973

Le Président

de l'Université de PARIS VI